Nicht für den Austausch

Zur Morphologie der Ostsudeten

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Schlesischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Breslau

vorgelegt von

GEORG ANDERS

aus Hultschin

Gefördert von der Dr. Arnold Hirt-Stiftung

Breslau 1939

Druck von Paul Plischke, Breslau 1

Referent: Prof. Dr. H. Knothe
Korreferent: Prof. Dr. E. Obst

Examen rigorosum: 7. Dezember 1938

Gedruckt mit Genehmigung der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Schlesischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Breslau

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Die Arbeit erscheint gleichzeitig in der Reihe: Veröffentlichungen der Schlesischen Gesellschaft für Erdkunde E. V. und des Geographischen Instituts der Universität Breslau, Heft 31

Inhaltsverzeichnis

Vorwort VII

A. Orographische Gliederung 1

B. Tektonisch-stratigraphischer Überblick der Gebirge im Grenzgebiet von West- und Ostsudeten 7

I. Die Stellung der Ostsudeten im variszischen Gebirgssystem 7
a) Die Grenze von West- und Ostsudenten 7
b) Die Auffassungen über die Stellung der Ostsudeten im variszischen Gebirgssystem 8

II. Tektonik und Stratigraphie der Gebirge beiderseits der Ramsaulinie 10
a) Der ostsudetische Anteil 10
b) Der westsudetische Anteil 15
α) Die Frage der moldanubischen Schollenreste 15
β) Die moldanubische Altstadtserie 16
γ) Das lugische oder westsudetische Grundgebirge . . 17

III. Zur morphologischen Wertigkeit der Gesteine 18

C. Die Morphogenese des nordöstlichen Gebirgsrandes des Reichensteiner und Altvatergebirges sowie des Oppaberglandes 23

Die tertiäre Formengruppe 24

I. Die alttertiäre Landoberfläche 24
a) Das Alter der mährisch-schlesischen alten Landoberfläche 24
b) Der Umfang der alten Landoberfläche 27
c) Das Relief der alten Landoberfläche 30

II. Die oligo-miozäne Gebirgsbildung 31
a) Das Alter der Krustenbewegungen nach dem bisherigen Stand der Forschung 32
b) Art und Umfang der oligo-miozänen Dislokationen . . 32
α) Der Sudetenrand und seine südöstliche Fortsetzung im ostsudetischen Hauptgebirgsquerbruch 32
β) Die Goldenstein-Brandseifener Störung 37
γ) Der ostsudetische Randbruch 38
δ) Die Dislokationen des nördlichen Altvatergebirgsrandes 41
ε) Der südöstliche Altvatergebirgswalm 46

III. Die Terrassensysteme des Altvatergebirges und ihre Bedeutung für die Entwicklung der alten Landoberfläche . . 47
a) Die morphologische Analyse der Oppaquelltäler . . . 48
b) Das Alter der Terrassensysteme und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der tertiären tektonischen Vorgänge in den Ostsudeten 52

IV. Das System der west- und ostsudetischen Dislokationen und die vermutlichen Ursachen der letzteren. 55
V. Die morphologischen Folgen der oligo-miozänen Gebirgsbewegungen. 56
VI. Die miozänen Strandterrassen des Gebirgsrandes. 58
a) Paläogeographische Vorbemerkungen. 59
b) Die mittelmiozänen Abrasionsterrassen des Gebirgsrandes. 61
Die diluviale Formengruppe. 66
VII. Die diluvialgeologischen Verhältnisse des Gebirgsvorlandes. 67
a) Die Stratigraphie des Gebirgsranddiluviums. 67
b) Die Südgrenze und Höhenlage des nordischen Diluviums. 76
c) Die Strömungsrichtung des nordischen Inlandeises. . . 78
d) Schlüsse auf den Umfang und die Bewegungsweise der Eisvorstöße. 80
e) Die Altersstellung des Randdiluviums. 82
VIII. Die morphologischen Einwirkungen des nordischen Inlandeises auf das Grundgebirge. 87
a) Das Glazialrelief der ostsudetischen Hügelzone. . . . 87
b) Die morphologischen Folgen der diluvialen Flußverlegungen. 92
α) Das präquartäre Gewässernetz und seine Umgestaltung durch das nordische Inlandeis. 93
β) Die morphologischen Folgen der diluvialen Flußverlegungen. 98
IX. Die Diluvialschwellen vor dem Gebirgsrand. 108
D. Zusammenfassung. 111
Literaturnachweis. 114

Profile und Karten.

Karte I: Orographische Übersichtskarte. 1
Karte II: Geomorphologische Karte des Grenzgebietes von West- und Ostsudeten . . . . . nach der Bilderbeilage
Karte III: Morphologische Karte des Oppaquellgebietes . . . 49
Karte IV: Randdiluvium von Ziegenhals 71
Karte V: Bieledurchbruch bei Ziegenhals 99
Profil I: Tektonische Stufen des Friedeberger Granitmassivs 42
Profil II: Längsprofil durch das Tal der Schwarzen und Weißen Oppa 51
Profil III: Stratigraphische Gliederung des Ziegenhalser Randdiluviums 69
Profil IV: Schematische Durchbruchstalprofile 102

Bilderbeilage: 9 Abbildungen auf 4 Tafeln.

Geomorphologische Übersichtstabelle.

Vorwort

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdankt der Verfasser morphologischen Beobachtungen in den Ostsudeten, insbesondere an deren nördlichem Gebirgsrande während seines langjährigen Aufenthaltes in Ziegenhals.

Der Umstand, daß es zur Zeit der Abfassung der Arbeit für Reichsdeutsche nicht möglich war, Geländeaufnahmen auf dem ehemals tschecho-slowakischem Staatsgebiet durchzuführen, bildete den äußeren Grund dafür, daß sich die eingehenden Untersuchungen vor allem auf den Gebirgsrand beschränken mußten, während für das Gebirgsinnere Beobachtungen zeitlich zurückliegender Begehungen sowie ein ergänzendes Studium geologischer und topographischer Karten verwertet werden konnten. So ist die Arbeit also im wesentlichen eine morphogenetische Analyse der Gebirgsrandgestaltung geworden.

Für den Bereich des Mittelgebirges konnte der Verfasser an die grundlegenden Untersuchungen *Hassingers* über die mährische Pforte und ihre Nachbarlandschaften (85) sowie an die von jenen ausgehenden Studien *Klements* (107) und *Schöns* (200) im Altvater- bzw. Glatzer Schnee- und Bielengebirge anknüpfen. Da nun aber das Grenzgebiet der Ost- und Westsudeten seither ein mehr und mehr bevorzugtes Forschungsfeld der Geologen geworden ist, so hat sich das geologische Beobachtungsmaterial erheblich vermehrt. Wenn der Verf. seiner Verwertung im Rahmen dieser Arbeit in einem relativ breiten Raum Rechnung trug, so geschah dies nicht zuletzt deshalb, weil man in den bisher erschienenen geographischen Abhandlungen — dies gilt vor allem von der *Hielscherschen* Arbeit (95) — eine ausreichende Bezugnahme, einen zusammenfassenden geologischen Überblick vermißt.

Die Begehungen umfaßten den Bereich der Gebirge zwischen dem Neißegraben und der mährischen Pforte sowie deren nordöstliches Vorland. Während seines Studienaufenthaltes in Wien in den Jahren 1932/33 hatte der Verf. Gelegenheit, unter der Führung von Herrn *Prof. Dr. Fr. Machatschek* die Abrasionsterrassenlandschaft des inneralpinen Wiener Beckens kennenzulernen, wodurch ihm Vergleichsmöglichkeiten mit den analogen Formen am sudetischen Gebirgsrand gegeben waren. Die Arbeit fand ihren Abschluß Ende Mai 1938.

Die Durchführung der Geländearbeiten war mir durch eine größere geldliche Beihilfe aus der *Dr. Arnold Hirt-Stiftung* erleichtert worden, wofür ich sehr zu Dank verpflichtet bin.

Desgleichen danke ich der *Stadtverwaltung von Ziegenhals* für die bereitwilligst gewährte Genehmigung zur Durchsicht des erforderlichen Bohraktenmaterials.

Mein aufrichtiger Dank gilt meinem hochverehrten Lehrer, Herrn *Prof. Dr. M. Friederichsen* sowie Herrn *Doz. Dr. W. Czajka,* die der Arbeit ein reges Interesse entgegenbrachten.

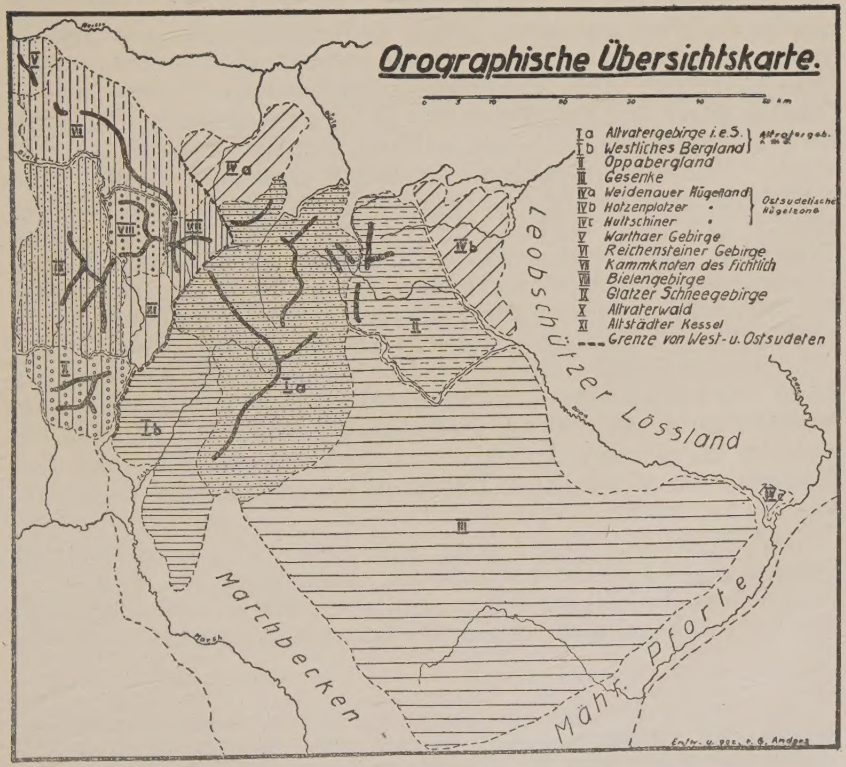
Sie entstand in enger Fühlungnahme mit Herrn *Prof. Dr. H. Knothe.* Durch wertvolle Hinweise und Ratschläge hat er ihren Fortgang wesentlich gefördert, wofür ihm auch an dieser Stelle mein ganz besonderer Dank ausgesprochen sei.

Es ist mir zugleich eine angenehme Pflicht, dankbar der freundlichen Unterstützung zu gedenken, die mir durch Herrn *Prof. Dr. E. Obst* zuteil wurde.

A. Orographische Gliederung

(Vgl. hierzu Karte I)

Die orographische Gliederung der sudetischen Gebirge zwischen dem Neißegraben und der mährischen Pforte ist in weitgehendem Maße durch Besonderheiten des geologischen Baues und durch morphologisch stark zum Ausdruck kommende tektonische Linien gegeben. Die in großtektonischer Hinsicht wichtige Ramsaulinie, die mit der Depression Lindewiese — Ramsauer Sattel (760 m) — Buschin zusammenfällt, scheidet die westsudetischen von den ostsudetischen Gebirgen.



Karte I

Der westsudetische Anteil, begrenzt durch das Einbruchsfeld der oberen Glatzer Neiße, deren Durchbruch bei Wartha, den Sudetenrandbruch und die erwähnte Ramsaulinie, bildet als ein im Grundriß dreieckiger Gebirgskomplex den östlichen Rahmen des Glatzer Kessels. Zwei verkehrsgeographisch genützte Tiefenlinien unterteilen diese Gebirgsmasse: Im Süden trennt die waldfreie Paßkammer von Grulich (601 m) den Altvaterwald vom Glatzer Schneegebirge ab, während die orographische Grenze zwischen diesem und den östlichen Randgebirgen in der 830 m hohen Spieglitzer Einsattelung gegeben ist. Über sie führt die Poststraße aus dem Altstädter Kessel in das Talsystem der Mohre und Landecker Biele.

In einer NW-SO-Erstreckung von etwa 40 km reihen sich die Kämme des Warthaer, Reichensteiner und Bielengebirges sowie des Fichtlichs vom Neißedurchbruch bei Wartha bis zum Ramsauer Paß längs des Sudetenrandes. Dieser randliche Gebirgszug wird durch tiefe Einschnitte in einzelne Abschnitte zerlegt. Im NW, zwischen dem Neißedurchbruch und dem Paß von Neudeck (488 m), das Warthaer Gebirge. *Götzinger* möchte — wohl aus geologischen Gründen (Grenze des Syenits gegen die kristallinen Schiefer) — die orographische Trennungslinie gegenüber dem südöstlich anschließenden Reichensteiner Gebirge durch das Follmersdorfer Tal verlaufen lassen (62 S. 6), doch ist diese Grenze besser entlang der Paßstraße Heinrichswalde—Neudeck zu ziehen, da diese tiefe und breite Einschartung eine deutlichere Gebirgsscheide bildet. Von da erstreckt sich das Reichensteiner Gebirge über den Einschnitt von Krautenwalde (670 m) bis an die Talflucht der Schlippe und des Schwarzgrundes. Diese Gliederung hat sowohl die östereichische Spezialkarte als auch die Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches übernommen[1]). Jenseits des Schlippe-Schwarzgrundtales erhebt sich der Kammknotenpunkt des Fichtlichs, gegen den Hirschbadkamm und den Altvaterhauptkamm deutlich durch Tiefenlinien geschieden. Dagegen besteht im W, zwischen dem Oberlauf der Landecker Biele und dem Mohretal, ein allmählicher Übergang zur Berggruppe des Bielengebirges.

Die Gipfelhöhe dieser über dem Neißevorland aufragenden Gebirge steigt langsam nach SO an: Glatsenberg 762 m, Jauersberg 807 m, Heidelberg 902 m, Spitzberg 956 m und schließlich das 1126 m hohe, dichtbewaldete Plateau des Fichtlichs.

---

[1]) *Guckler* (83) hatte als Grenze des Reichensteiner und Bielengebirges die Einsattelung von Krautenwalde vorgeschlagen. Jedoch würde diese Einteilung ein Gebirge gleichen geologischen Baues und gleicher äußerer Erscheinungsformen willkürlich zerschneiden.

Überschreiten wir in südöstlicher Richtung die Ramsauer Tiefenfurche, so gelangen wir in den Bereich der ostsudetischen Gebirge, die sich als einheitlicher, im Grundriß viereckiger Gebirgsblock herausheben. Ihre südliche und südöstliche Umrandung gegen das Marchbecken und die Oder-Betschwasenke ist durch Randbrüche sehr scharf gezeichnet, während der Gebirgsfuß im NO zum Teil stark verwischt ist und hier das Gesenke stellenweise fast unmerklich in die Troppauer Bucht und das Leobschützer Lößland übergeht.

Bevor wir aber diesen ostsudetischen Gebirgsblock orographisch untergliedern, sei einiges zur Nomenklatur gesagt. Man unterschied früher in der geographischen und geologischen Literatur ein „Hohes" und ein „Niederes Gesenke". Es gilt zunächst als erwiesen, daß der Ausdruck „Gesenke" nicht vom tschechischen „Jeseniky"=„Eschengebirge" abzuleiten ist, sondern aus der mittelalterlichen deutschen Bergmannssprache entnommen ist und zunächst zur Bezeichnung des tiefliegenden Straßenzuges Zuckmantel—Würbenthal verwandt wurde, dann aber Geltung für das gesamte ostsudetische Gebirge von der Ramsaulinie bis zur mährischen Pforte erlangte (67, S. 185). Später kam es dann — entsprechend der morphologischen Zweiteilung in ein hochaufragendes Mittelgebirge und eine wesentlich niedrigere Plateaulandschaft — zur Prägung der Bezeichnungen „Hohes" und „Niederes Gesenke". „Hohes Gesenke" ist aber noch der obigen Deutung des Wortes Gesenke ein Widerspruch in sich selbst, weshalb schon *A. R. Franz* (68 S. 9 f.), später *H. Hassinger* (85 S. 14) und jüngst *H. Hielscher* (95 S. 1) für die Vermeidung dieses Ausdrucks eingetreten sind. Wir unterscheiden nach der heute gebräuchlichen Nomenklatur das nach seinem höchsten Gipfel benannte „Altvatergebirge" und die schlechthin als „Gesenke" bezeichnete Plateaulandschaft[2]).

Beide grenzen längs einer streckenweise als Abwalmung[3]) ausgeprägten Linie aneinander, die *Hassinger* von Deutsch-Liebau über Bergstadt, Römerstadt, Würbenthal, Reihwiesener Sattel (716 m) nach Ziegenhals zieht (85 S. 17). *Hassinger* hält sich bezüglich des nördlichen Abschnitts dieser Linie an *A. R. Franz* (68, S. 12). Dieser Schnitt würde aber diagonal durch das Würbenthaler Devon gehen und die dem Urlichzug zuzurechnende Querberggruppe von jenem abtrennen. *Dathe* hat m. E. mit Recht aus geologischen und orographischen Gründen zugleich die Grenze von Einsiedel über Hermannstadt, Hermannstädter Paß (705 m) nach Zuckmantel vorgeschlagen (55 S. 62). Die Höhe des Hermannstädter Passes liegt — wenn auch nur wenig —

---

[2]) *Schneider* hatte, auf längst überwundenen geologischen Erkenntnissen fußend, die „hohen Ostsudeten" in ein Schneeberg- und ein Altvatermassiv eingeteilt (194, S. 127) und zu letzterem orographisch das Altvater-, Reichensteiner- und Bielengebirge gerechnet (ebda. S. 145).

[3]) Die Morphologie hat zur genauen Umschreibung des Formenschatzes der Erdoberfläche mannigfache Begriffe der Architektur übernommen, zu denen auch die noch wenig geläufige Bezeichnung „Walm" gehört. *Hassinger* hat sie m. E. als erster auf Grund eines sehr anschaulichen Vergleiches mit dem Walmdach auf den Abfall des Altvatergebirges zum Gesenke angewandt. Diese „Abwalmung" stellt morphologisch eine Abdachung, tektonisch eine Flexur dar, ist also eine Verbiegungsfläche. Der Verf. wird diesen Begriff überall dort gebrauchen, wo die gleichen gemeinsamen morphologischen und tektonischen Verhältnisse vorliegen.

unter der des Reihwiesener Sattels. Ersterer besaß und besitzt eine verkehrsgeographisch größere Bedeutung, denn bereits die alte Gesenkestraße, der Handelsweg Wien—Neiße, führte über ihn. Diese Grenzführung stimmt mit der von *Partsch* (164 S. 56) überein und ist auch von *Schneider* (194 S. 125) übernommen worden.

Östlich dieser Tiefenlinie (Würbenthal — Hermannstadt—Zuckmantel) schiebt sich zwischen Altvatergebirge und Gesenke ein Gebirge von starker Individualität ein: das Oppaergland. Petrographisch ist es dem Gesenke zuzurechnen, doch unterscheidet es sich von dessen Plateaucharakter durch seine ausgeprägten Kamm- und Kuppenformen von größerer Höhenlage: Bischofskoppe (890 m), Vorwitzberg (902 m), Lochberg (867 m), Salzberg (866 m), Mandelbecher Koppe (659 m), Erbenberg (709 m), Steinpux (691 m), Salerberg (696 m). Seine südliche und südöstliche Umrandung ist durch den Oberlauf der Oppa gegeben, während es im NO von der Röwersdorfer Senke begrenzt wird.

Das Altvatergebirge weist einen deutlichen Hauptkamm auf, der als Fortsetzung der randlichen westsudetischen Kämme vom Ramsauer Sattel in gerader südöstlicher Richtung bis zur Abwalmung der Hohen Haide (1446 m) gegen das Gesenke streicht. Sein Gipfelniveau nimmt in gleicher Richtung an Höhe zu: Hochschar 1351 m, Kepernik (Glaseberg) 1424 m, Rother Berg 1333 m, Altvater 1490 m. In seiner Längserstreckung von ca. 16 km erfährt er etwa in der Mitte, im Rothen-Berg-Paß, eine Einsattelung bis auf 1021 m. Vom Altvater, dem südöstlichen Eckpfeiler der sudetischen Mittelgebirge, zieht jenseits des Einschnittes der Gabel (926 m) der um fast 300 m niedrigere Urlichzug nach NNO, mit Höhen über 1200 m: Hirschwiesen 1201 m, Bärenfangkoppe 1216 m und Urlichkuppe 1205 m. Am Gebirgsrand verliert dieser Zug an Einheitlichkeit. Tief in den Gebirgskörper eingreifende Talungen sondern die Querberggruppe (972 m) und den weit in die Ebene vorspringenden Holzberg (542 m) ab. Ein weit nach N vorgelagertes Glied des Altvatergebirges ist weiterhin der im Grundriß hufeisenförmige Nesselkoppenkamm[4]) zwischen der Depression des Gemärkes (537 m) und dem Bieletal unterhalb Freiwaldau. Er erreicht im Hirschbad (992 m), der Nesselkoppe (964 m) und im Hemmberg (791 m) beträchtliche Höhenlagen. Die in Dreiecksform angeordneten Kämme: Altvaterhauptkamm, Urlichzug und Nesselkoppenkamm umschließen das bis zu 450 m Bodentiefe herabreichende Becken von Freiwaldau.

Im Gegensatz zum ausgesprochenen Mittelgebirgscharakter des Altvatergebirges mit seinen Kamm- und Talzügen, tritt uns im Gesenke eine wesentlich niedrigere Plateaulandschaft von

---

[4]) Die Bezeichnung ist in Anlehnung an *Götzinger* (62 S. 7) gebraucht. Die ansässige Bevölkerung nennt ihn auch nach seiner höchsten Erhebung den „Hirschbadkamm".

relativ großer Einförmigkeit entgegen, die jedoch durch geradlinige, scharf ausgeprägte Gebirgsränder gegen das Vorland abgesetzt ist. Ihr kennzeichnenstes morphologisches Merkmal ist der Wechsel von ebenen, waldarmen Riedelflächen und tiefen, steilhängigen, dicht bewaldeten Tälern. Im W weist das Plateau Höhen von 600—700 m auf und erfährt eine gewisse Gliederung durch jenen Grauwackensandsteinrücken, der vom Oppaknie bei Erbersdorf südwärts gegen Bärn streicht und sich schon infolge seiner stärkeren Waldbedeckung im Landschaftsbild heraushebt. In seinem Bereich erheben sich die äußerst markanten, aufgesetzten Basaltkuppen der Raudenberge (775—780 m) sowie des Köhler- und Venusberges (674 und 656 m). Östlich des Rückens sinkt das Plateau auf durchschnittlich etwa 450 m herab. Während es in der Troppauer Bucht ganz allmählich in das oberschlesische Gebirgsvorland übergeht, erreicht es im südlichsten Zipfel, im Odergebirge, Höhen von 675 m.

Der Abfall des Altvatergebirges und des Oppaberglandes gegen das schlesische Tiefland ist nicht derart schroff und unvermittelt wie der des Warthaer und Reichensteiner Gebirges. Eine Zone von Hügeln schiebt sich ein, die sämtlich im Bereich ostsudetischer (moravosilesischer) Gesteine liegen und die wir daher unter dem Sammelbegriff der „ostsudetischen Hügelzone“ zusammenfassen können.

Es ist einmal das Friedeberg-Weidenauer und zum anderen das Hotzenplotzer Hügelland. Beide sind durch waldfreie Senken vom Mittelgebirge geschieden. Ersteres durch die „Schwarzwasser Senke“ zwischen Friedeberg und Borkendorf am Fuße des Nesselkoppenkammes. Die westliche Grenze bildet der Sudetenrand; im N ist es eine morphologisch scharf hervortretende Geländestufe (Barzdorf—Weidenau—Wiesau) gegen die ca. 100 m tiefere Lehmplattenlandschaft von Heinersdorf—Kalkau. Die östliche Begrenzung verläuft entlang des Borkendorfer Tales und des Moorwassers. Das Friedeberg—Weidenauer Hügelland hat eine Durchschnittshöhe von 400 m und überragt nur im Kienberg (487 m) und Gotthausberg (515 m) dieses Niveau, während der nahe an das Neißetal vorgeschobene Steinberg (358) und die Hügel um Buchsdorf (351 m) dieses unterschreiten.

Ähnliche Höhenverhältnisse weist das Hotzenplotzer Hügelland auf. Es umfaßt jene Vielzahl von Hügelkuppen und Hügelrücken zwischen der „Röwersdorfer Senke“ und dem Goldbach (Prudnik), die im O mit verwischter orographischer Grenze in das Leobschützer Lößgebiet übergehen. Der Lange Berg (447 m), die Hoffe-Kuppe (438 m), der Oberwald (572 m), der Tietze-Berg (542 m) und der Taubenberg (484 m) sind seine höchsten Erhebungen.

In der letzten Zeit ist im schlesischen Reise- und Bäderverkehr die Bezeichnung „oberschlesische Gebirgsecke“ gebräuchlich geworden. Es ist dies jedoch kein orographischer Begriff, sondern er umfaßt ohne Rücksicht auf orographische Grenzen den reichsdeutschen Anteil am ostsudetischen Gebirge. Es gehören dazu sowohl die nordöstlichsten Ausläufer des Altvatergebirges (Holzberg) als auch Teile des Oppaberglandes (Bischofskoppe) sowie des Hotzenplotzer Hügellandes.

B. Tektonisch-stratigraphischer Überblick der Gebirge im Grenzgebiet von West- und Ostsudeten

I. Die Stellung der Ostsudeten im variszischen Gebirgssystem

a) Die Grenze von West- und Ostsudeten.

Seit der Arbeit von *F. E. Sueß* über das moravosilesische Grundgebirge (215) ist das Problem der Grenzen und Stellung der Ostsudeten im gesamtmitteleuropäischen Gebirgsbau in den Vordergrund der geologischen Literatur, die Untersuchungen in diesem Bereich zum Gegenstand hat, getreten. *Bederkes* (10) und *F. E. Sueß'* (215) diesbezügliche Studien haben aber nun die Grenze von Ost- und Westsudeten festlegen können. *Sueß* hat die Linie von der Donau bei Krems bis zur Ramsauüberschiebung verfolgt, während *Bederke* sie in der subsudetischen Scholle bis in die Nähe von Breslau gefunden hat. Damit wurde die noch von *Cloos* vertretene ältere Auffassung überwunden, wonach der Neißegraben als südliche Fortsetzung der „schlesischen Nordsüdzone" Ost- und Westsudeten scheide (47 S. 15), obwohl er — wie *Cloos* selbst betonte — „weder verschiedene Höhenstufen noch grundsätzlich verschiedene Steine" trennt. Diese Gliederung war auch in die gesamte ältere geographische Literatur eingegangen: so bei *A. Penck* (172, S. 412), *K. Berger* (26, S. 8 f.), *J. Partsch* (164, S. 53 ff.), *A. R. Franz* (68) und *H. Hassinger* (85, S. 11 f.).

Bederke faßt nun das gesamte Glatzer Kristallin beiderseits des Neißegrabens als eine tektonische, den Westsudeten angehörende Einheit auf, deren SO- und O-Grenze in der moldanubischen Überschiebungslinie gegeben ist. (15, S. 352 und 10 Fig. 1)[5]). Entlang der Ramsauüberschiebung unterteufen die silesischen, unterdevonischen Goldensteiner Schichten (Phyllite, Quarzite, kristalline Kalke) die moldanubischen Gesteine der Altstadtserie (Injektionsgneise, Glimmerschiefer, Amphibolite)

[5]) Auf die andere Deutung des Gebirgsbaues der östlichen Glatzer Gebirge von *F. E. Sueß* und *Kölbl* wird später zurückgekommen (vgl. Kap. B II b α, β, γ).

(10, S. 191). Am Sudetenrand nördlich Lindewiese wird dieser tektonische Lagerungsverband glatt abgeschnitten (218, S. 22). Doch tauchen westlich Setzdorf wieder die Phyllite, Quarzite und Kalke der Goldensteiner Schichten als geologische Halbfenster aus der moldanubischen Deckscholle auf, und unmittelbar südlich Jauernig fand *Bederke* die gleichen Gesteine im Liegenden einer hochmetamorphen, amphibolitreichen Serie (15, S. 354). Weiter im N bot die Mylonitisierung des Buchberggabbros bei Baumgarten einen Anhaltspunkt, und schließlich gelang es, in den Nimptscher Bergen die Überschiebungsgrenze zwischen Rocksdorf und Petrikau längs der petrographischen Grenze der zum Moldanubikum zu rechnenden Glimmerschiefer und des silesischen „Ultramylonits" (= Bittescher Gneis des Moravikums) festzulegen (10, S. 194/5). Es verläuft also die Grenze von West- und Ostsudeten im Anschluß an die Ramsaulinie von Lindewiese über Jauernig, entlang des Gebirgsrandes bis Reichenstein, dann nach N einbiegend über den Buchberg bei Baumgarten, Rocksdorf, Kobelau, Sackerau und Petrikau bis fast vor die Tore Breslaus.

Diese geologisch wichtige Linie scheidet zwei große tektonische Einheiten verschiedener Prägung: die Westsudeten mit ihrem lugischen Unterbau und den aufsitzenden moldanubischen Deckschollen einerseits und die Ostsudeten mit ihrem ausgeprägten silesischen Gewölbebau andererseits. Beide haben eine unterschiedliche Entwicklung durchgemacht, denn während die Hauptfaltung der Westsudeten kaledonisch ist (9, S. 42 ff.), wurden die Ostsudeten vor allem von der variszischen Gebirgsbewegung erfaßt. So sind die Gesteine der ersteren von hochkristalliner Fazies im Gegensatz zur fehlenden bzw. nur geringen Metamorphose der ostsudetischen Gesteine. Hinzu kommen noch die Unterschiede in der inneren Tektonik: die der Westsudeten ist germanotyp und als solche durch eine Bruchfaltung charakterisiert, während in den Ostsudeten ein alpinotyper Faltenwurf zu erkennen ist (113).

b) Die Auffassungen über die Stellung der Ostsudeten im variszischen Gebirgssystem.

Seit *E. Sueß* aus den Horsten der west- und mitteleuropäischen Mittelgebirge den variszischen Bogen rekonstruierte, dessen Außensaum durch die paralischen Kohlenbecken Nordfrankreichs, Belgiens, Westfalens und Oberschlesiens gekennzeichnet ist, ergaben die geologischen Einzeluntersuchungen und zusammenfassenden Studien im ostsudetischen Bereich immer größer werdende Schwierigkeiten bezüglich der Einordnung der Ostsudeten in dieses System.

Frech sah in den Gesamtsudeten das aus dem erzgebirgischen NO-Streichen in die SO-Richtung einschwenkende Ende des variszischen

Bogens, das als „paläosudetische Schlinge" die böhmische Masse an ihrem Ostrand umzieht (69 I S. 19—23). Geologische Spezialaufnahmen von reichsdeutscher und österreichischer Seite haben das Gesamtbild des variszischen Baues ergänzt und vertieft, und auf diesen Ergebnissen fußend hat *Fr. Kossmat* eine Gliederung der mitteleuropäischen Varisziden unternommen (116 Taf. I). Er hob dabei die besonderen Verhältnisse in ihrem östlichen Flügel hervor. Während er die nordwestlich streichenden Falten des Polnischen Mittelgebirges als eine Zone von Grenzfalten am W-Rand der russischen Tafel auffaßte, die bereits außerhalb des variszischen Systems stehen (116 S. 25), gesteht er, daß die Frage, „wo die Äquivalente der moravisch-silesischen Zone im Westflügel des variszischen Bogens zu suchen sind", völlig offen ist (116 S. 28).

Es ist das Verdienst von *F. E. Sueß*, die Selbstständigkeit dieser von ihm als moravosilesisch bezeichneten Zone, des Systems der Ostsudeten, gegenüber dem Moldanubikum Innerböhmens und der Westsudeten nachgewiesen zu haben und zugleich gezeigt zu haben, daß beide Einheiten längs einer großen Störung von Überschiebungscharakter (=moldanubische Überschiebung) aneinander grenzen (215). Das Moravosilesikum besteht in seinem Westteil aus einer Folge von hochmetamorphen Gewölben: die moravischen Kuppeln der Thaya und Schwarzawa, das silesische Kepernikgneisgewölbe des Altvatergebirges und die von *Bederke* zum Strehlen-Hertwigswalder Gneisgranitgewölbe zusammengefaßten Gneise und metamorphen Schiefer der subsudetischen Scholle. An die Ostflanken der Gewölbezone schließt sich ein Saum von gleichaltrigen, aber nicht-metamorphen Gesteinen (29 S. 483).

Die Selbständigkeit des ostsudetischen Systems hat *Bederke* veranlaßt, es gänzlich vom nordbewegten variszischen Bogen zu trennen und die Gebirgszusammenhänge dahin zu deuten, daß ein nach S offener „polnisch-sudetischer Bogen", der bereits kaledonisch vorgezeichnet war (14 S. 241), das Moravosilesikum mit dem Polnischen Mittelgebirge verbindet (14 S. 238). Von ihm aus wanderte die Faltung nach S gegen das oberschlesische Kohlenbecken. Dieser südbewegte polnisch-sudetische Bogen mit seiner Fortsetzung im karnischen Devon ist als Südstamm gleichwertig und selbständig gegenüber den Rheniden mit ihrer Nordvergenz. Zwischenland ist die böhmische Masse und die bereits kaledonisch gefalteten Westsudeten.

Im Gegensatz zu *Bederke* hat nun *Knopp* (112) eine andere Deutung vorgeschlagen. Er ordnet die Ostsudeten wieder dem variszischen Nordstamm (Rheniden) als dessen östlichem Flügel zu. Dieser Abschnitt des variszischen Systems ist jedoch nicht einheitlich gestaltet, sondern weist zwischen der russischen Tafel und der böhmischen Masse eine Aufspaltung in drei Gebirgsäste auf, die von zwei Zwischenwellen getrennt werden. Die Scheitellinie des „moravosilesischen Astes", dem unsere ostsudetischen Gebirge angehören, zieht von Breslau über Grottkau, durch die Röwersdorfer Senke, an Olmütz und Brünn vorbei bis an die Donau östlich von Krems. Den westlichen Rahmen dieser Geosynklinale bilden die böhmische Masse und die lugischen Gebirge, während im O die „ostsudetische Zwischenschwelle" — etwa im Bereich der Beskiden — die Scheide gegenüber dem „Krakauer Ast", einer tektonischen Antiklinale von mitteldevonischen Kalken und Dolomiten, darstellt. Die „polnische Zwischenwelle" unter der mesozoischen Tafel der oberen Pilica und der Nida trennt den Krakauer vom „Kielcer Ast", der das Polnische Mittelgebirge aufbaut. Demnach sind also nach *Knopps* Auffassung zwei variszische Gebirgsstänge in Polen vorhanden. Alle drei konvergieren in Nordschlesien (112 Fig. 6).

Bestünde diese Deutung zu Recht, dann würden die variszischen Geosynklinalen die kaledonischen Strukturen des nordsudetischen Schiefergebirges (47, Taf. III) überschneiden, was an sich denkbar wäre. Doch ist unter diesem Gesichtspunkt die *Bederkesche* Auffassung wahrscheinlicher, zumal auch sie die besonderen Lagerungsverhältnisse des oberschlesischen Karbonbeckens zu erklären vermag. Infolge der tiefen Absenkung der variszischen Schollen im schlesischen Außenland ist es jedoch schwierig, diese Frage: polnisch-sudetischer Bogen oder Überschneidung der variszischen und kaledonischen Strukturen, einwandfrei zu klären.

II. Tektonik und Stratigraphie der Gebirge beiderseits der Ramsaulinie

Der zusammenhängende, in seiner südöstlichen Erstreckung über 50 km lange Gebirgszug vom Warthaer Neißedurchbruch bis an die SO-Abwalmung der Hohen Heide gehört großtektonisch mit seinem nordwestlichen Teil den Westsudeten und seinem südöstlichen Abschnitt den Ostsudeten an. Geologische und zugleich orographische Trennungslinie ist die den Ramsauer Sattel überschreitende Tiefenfurche.

a) Der ostsudetische Anteil.

Für die Kenntnis des Baustils des Altvatergebirges sind die Untersuchungen von *F. Becke* grundlegend. Wie sie erwiesen, setzt sich das altkristalline Grundgebirge aus zwei von Schieferhüllen überdeckten Gneisgewölben zusammen, dem Kepernik- und dem Teßgneisgewölbe (6, S. 289 u. 294). Beide haben einen länglichen Grundriß und streichen nordöstlich; ihre Gewölbeachsen besitzen eine deutliche Neigung nach der gleichen Richtung. Die Gesteinskerne dieser Kuppeln bilden zwei hinsichtlich ihres Alters, ihrer Entstehung und ihrer petrographischen Zusammensetzung verschiedene Gneise, die in den Gipfellagen der Kämme von der schützenden Schieferhülle entblößt sind.

Die Tektonik der Kepernikkuppel, die sich zwischen der Ramsaulinie und der Depression des Rothen-Berg-Passes emporwölbt, ist von einem augenscheinlich regelmäßigen Schalenbau beherrscht, dessen Metamorphose nach außen allseitig abnimmt (113, S. 87). Die Kulmination dieses Gewölbes liegt etwa bei Neu-Ullersdorf. Die Orthogneise des Gewölbekerns, als Kepernikgneis bezeichnet, werden von den Glimmerschiefern, Amphiboliten und Biotitgneisen der Schieferhülle überlagert, auf der die Phyllite, Kalke und Quarzite der Goldensteiner Schichten und der Muldengruppe des Rothenberg-Passes aufsitzen und mit ihr verschuppt sind (113, S. 68 u. 92). Die Schuppen streichen SW-

NO und sind nach SO übereinander geschoben. Durch das gesamte Gewölbe geht eine durch mächtigen Druck erzwungene tektonische Konkordanz.

Diese strenge Regelmäßigkeit besteht in der Teßgneiskuppel nicht in diesem Maße. Hier bauen Para-, Ortho- und Injektionsgneise sowie Amphibolite und kristalline Schiefer, die sämtlich unter dem Sammelbegriff der Teßgneise zusammengefaßt werden, das innere Gesteinsmassiv auf. Sie sind durch eine Abscherungsfläche großen Stils von den überdeckenden devonischen Hüllschiefern geschieden (113, S. 103/4). Auch hier tritt, wie in der Kepernikgneiskuppel, Verschuppung auf.

Auf den Flanken beider Gewölbe sitzt, wie bereits dargelegt, das mehr oder minder metamorphosierte Devon, dessen Gliederung am SO-Abfall des Teßgneisgewölbes infolge der geringen Metamorphose und des Vorhandenseins von Fossilien am besten durchgeführt ist. Die Einteilung *F. Römers* in seiner „Geologie von Oberschlesien" (185) in die petrographischen Einheiten der Würbenthaler, Engelsberger und Bennischer Schichten besteht auch heute noch zu Recht. Jedoch sind zur Altersstellung später verschiedene Meinungen vertreten worden, die uns aber hier in ihren Einzelheiten nicht beschäftigen sollen (vgl. zu dieser Frage 212). *Bederke* hat auf Grund langjähriger Untersuchungen unter Berücksichtigung des neuesten geologischen Materials seine Auffassung bezüglich der Gliederung und Verbreitung des Devons jüngst in einer Arbeit (16) dargelegt. Demzufolge ist das ostsudetische Devon — faziell dem rheinischen Devon sehr ähnlich — ohne stratigraphische Lücke entwickelt: die Würbenthaler Schichten umfassen Unter- und Mitteldevon, welch letzteres in den Bennischer Schichten des Gesenkes als tektonische Wiederholung nochmals an die Oberfläche kommt. Dazwischen und darüber lagern die oberdevonischen (16, S. 34) Engelsberger Schichten als eine Abscherungsdecke höherer Ordnung. Die Gesamtheit des Devons läßt sich ohne Schwierigkeit petrographisch und z. T. auch morphologisch (Quarzithorizont im Profil hervortretend) vom Teßgneisgewölbe abtrennen und zeigt folgende Stratigraphie und Faziesentwicklung:

Über den Teßgneisen liegen die Taunusquarzite des unteren Unterdevon, die wiederum das Liegende einer Mächtigen Serie dunkler Phyllite des oberen Unterdevon bilden. Darüber folgt die Eruptivstufe des unteren Mitteldevons mit Diabasen, Diabastuffen, Kalken und Eisenerzlagern und schließlich in geringerer Mächtigkeit die Ton- und Grauwackenschiefer mit eingeschlossenen Linsen blaugrauen kristallinen Kalksteins des oberen Mitteldevon. Sämtliche angeführten petrographischen Horizonte gehören dem Würbenthaler Schichtensystem an. Sie unterteufen mit flachem O-Einfallen die Grauwackenschiefer und Grauwackensandsteine der Engelsberger Schichten, um weiter östlich

im Sternberg-Bennischer Devonzug (= Bennischer Schichten) inselartig als Aufschuppungen mit den mitteldevonischen Diabasen und Kalkpartien aufzutauchen. Knopp hatte auf Grund einer von ihm angenommenen Winkeldiskordanz der Würbenthaler und Engelsberger Schichten seine Zuordnung der letzteren zum Unterkarbon begründet (109 S. 282/3 u. 112 S. 6), doch konnte *Bederke* nachweisen, daß sich beide Systeme in einem konkordanten Lagerverband befinden (16 S. 39). Das Unterkarbon setzt also erst östlich des Bennischer Devonzuges ein und unterscheidet sich auch petrographisch vom Kulm der Engelsberger Schichten (vgl. 244, Bl. 7).

Das Devon läßt sich — was schon *Becke* vermutete (6 S. 296) — von der geschlossenen Würbenthaler Serie über Reihwiesen bis in das Becken von Freiwaldau verfolgen. Der hier als Zwickelfüllung der beiden Gneisgewölbe auftretende „Amphibolit von Freiwaldau" entspricht der mitteldevonischen Eruptivstufe (16, S. 36). Denn ihn unterlagern unterdevonische Quarzite und Phyllite, die in zwei NO-SW streichenden zungenförmigen Denudationsresten über die Paßzone des Rothen Berges in das Teßtal hinüberreichen (vgl. Skizze in 6). Devonschuppen nordwestlich des Rothen Berges lassen den Zusammenhang mit den Quarziten, Phylliten und Kalken der Goldensteiner Schichten vermuten, einer Gesteinsvergesellschaftung, die weitgehend dem Würbenthaler System entspricht, jedoch keinerlei Fossilien aufweist. Letzterer Umstand macht auch die Stellung der von *Thust* ausgeschiedenen Groß-Kunzendorfer Schichten (218 S. 11) an der SO-Flanke des Friedeberger Granitmassivs unsicher. Diese Serie von Quarziten, Kalken, Flasergneisen und Glimmerschiefern gehört tektonisch der Schieferhülle des Kepernikgneisgewölbes an. Eine Altersgleichstellung der Quarzite und Kalke mit dem Goldensteiner Devon ist daher anzunehmen, während die Glimmerschiefer und Flasergneise wahrscheinlich älter sind.

Die vom Sudetenrandbruch bei Lindewiese abgeschnittenen Goldensteiner Schichten einerseits, deren silesische Gesteine sich über Setzdorf und Jauernig als geologische Halbfenster entlang des Gebirgsrandes verfolgen lassen, und jene Groß-Kunzendorfer Schichten andererseits umschließen am West- bzw. Ostkontakt den Granitstock von Friedeberg. Dieses Granitmassiv ist entlang von O-W-Brüchen im N abgesunken, doch stellen nördlich des Patschkauer Grabens die Granitvorkommen von Höhendorf, Nittersdorf, Lindenau, Eichau und Berzdorf die Verbindung mit dem Strehlener Granitgebiet her (236). Wir haben einen granitischen Batholitkörper von nahezu 60 km N-S-Erstreckung vor uns, der gänzlich im silesischen Gebirge liegt. Nach Feststellungen von *Behr* und *von zur Mühlen* bedürfen jedoch die Umrißlinien, wie sie *Cloos* zog (47 Taf. III), einer Korrektur. Denn bei Voigtsdorf (sw Grottkau) wurde in 63 m Tiefe kaolinisierter Gra-

nit erbohrt, und unmittelbar westlich von Grottkau liegt ein über 40 m mächtiger Granitgrus unter einer 0,30 m starken Lößschicht. Sogar jenseits des nordsüdgerichteten Laufes der Neiße wurden in den Basalttuffen von Graase verwitterte Granitbrocken gefunden (21 S. 189). Damit weitet sich die östliche Grenze des Strehlen-Friedeberger Granitmassivs bis an den Westrand der oberschlesischen Trias aus.

Die Untersuchungen *Bederkes* über die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge haben weiterhin gezeigt, daß der Kontakt des Friedeberger Granits mit den Groß Kunzendorfer Schichten nicht den südlichen Abschluß des Granitmassivs bildet. Viele aplitische, pegmatische Intrusionen und mehrere Granitstöcke von Ziegenhals bis Mährisch-Schönberg (13 Skizze, S. 110) weisen vielmehr darauf hin, daß die Gneisgewölbe des Gebirges von riesigen granitodioritischen Intrusivmassen unterlagert werden (13, S. 119).

Der Verband des Granits mit seinem Dach- und Nebengestein ist diskordant. Eine Unzahl von Gneis-, Quarzit- und Kalkschollen überdeckt das Massiv oder ist im Granit eingeschlossen (238 u. 47 S. 91 ff.). Diskordanz herrscht am Kontakt mit den Groß-Kunzendorfer Schichten (218 S. 19), und diskordant durchsetzen kleine seitliche Stöcke bei Schönwalde und Zuckmantel die Würbenthaler Schichten. Der Granit durchbricht in der Vorlandscholle eine Gesteinsfolge von Gneisgraniten, Glimmerschiefern, Quarziten und Kalken, die *Bederke* zur tektonischen Einheit des Strehlen-Hertwigswalder Granitgneisgewölbes zusammenfaßt (15, S. 361). Dieses Gneisgewölbe, dessen Achse im Zuge des Ohletales streicht, ist in tektonischer, stratigraphischer und petrographischer Hinsicht ein Gegenstück zur Kepernikgneiskuppel. Orthogneise stehen mit Glimmerschiefern im konkordanten Injektionsverband und sind miteinander verfaltet. Diese Granitgneise von Hertwigswalde und Strehlen sind nach ihrer petrographischen und mineralogischen Zusammensetzung ein Äquivalent des Kepernikgneises. Desgleichen entsprechen die granat- und staurolithreichen Glimmerschiefer im Hangenden der Granitgneise den Glimmerschiefern der Schieferhülle des Kepernikgneisgewölbes (10 S. 194/5). Die Übereinstimmung beider Gneisgewölbe besteht außerdem darin, daß auf der Ostseite der Rummelsberggruppe Gesteine auftreten, die mit dem Altvaterdevon verglichen werden können. Es sind dies die Quarzite von Krummendorf und Töppendorf, die schwarzen Phyllite von Kryndörfel und die blaugrauen Kalke von Prieborn (16 S. 37/8), also eine Serie, die petrographisch den Goldensteiner und Würbenthaler Schichten stark ähnelt und mit aller Wahrscheinlichkeit ebenfalls devonisch ist. Eine Verbindung des Krummendorfer Dattelquarzits mit den

Holzbergquarziten von Ziegenhals liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit.

Der silesische Gebirgsbau ist demnach, wenn wir ihn nun im Gesamtbild erfassen, von drei großen Gneisgewölben beherrscht, von denen die Kepernik- und Teßgneiskuppeln das ostsudetische Mittelgebirge aufbauen, während das Strehlen-Hertwigswalder Gneisgewölbe mit der subsudetischen Scholle abgesunken ist. Dieser silesische Gewölbebau bestimmt in weitgehendem Maße die Anordnung der Gesteinszüge der aufsitzenden Schieferhülle. Ihr Streichen und Fallen ist der Gewölbeform angepaßt. Ersteres verläuft an den Langseiten der Gewölbe im allgemeinen gleichsinnig mit der Erstreckung der Gewölbeachsen und macht an den Schmalseiten ihre Rundung mit. So erklärt z. B. auch *Patteisky* die Abweichungen der Würbenthaler Schichten westlich von Würbenthal und in der Querberggruppe vom normalen bretonischen Streichen als Anpassung an die Gestaltung des Teßgneisgewölbes (167 S. 42). Vom Einfallen der Hüllgesteine läßt sich im großen und ganzen sagen, daß es von der Gewölbemitte gegen den Außenrand gerichtet ist. Da nun die Kulminationen der Gneisgewölbe orographisch mit den höchsten Lagen des Gebirges zusammenfallen, so ist naturgemäß hier die Schieferdecke bis auf einige verschuppte Reste verschwunden. Jedoch hat sie sich im Schutze der Gewölbeflanken, die Abwalmungen und Depressionen darstellen, mit all ihren Gesteinshorizonten erhalten. Hierzu gehören die Goldensteiner, Groß-Kunzendorfer, Würbenthaler Schichten und jene der Rothen-Bergpaßzone sowie die petrographisch gleiche Gesteinsserie an der Ostseite der Rummelsberggruppe. Ihr Richtungsverlauf ist ein Umfließen der Gewölbeabdachungen. So herrscht im Bereich der Kepernik- und Teßgneiskuppeln SW-NO-Streichen, das sich noch in den Groß Kunzendorfer Schichten bis an den unteren Lauf der Freiwaldauer Biele fortsetzt. Häufig und schroff ist dagegen der Richtungswechsel im Würbenthaler Devon, obwohl auch hier das Hauptstreichen SW-NO verläuft. Am Gebirgsrand bei Ziegenhals streicht es gleichsinnig mit den Groß Kunzendorfer Gesteinszügen nordöstlich. Dagegen weisen die silesischen Gesteine der geologischen Halbfenster von Setzdorf und Jauernig bereits eine N-S-Richtung auf, wie sie für die Paragesteinshülle des Strehlen-Hertwigswalder Granitgneisgewölbes charakteristisch ist: so die Glimmerschiefer von Kamenz, die kristallinen Schiefer nördlich des Patschkauer Grabens und an der Westflanke des Gewölbes, unmittelbar an der Grenze der moldanubischen Überschiebung. Abweichend davon ist jedoch das NO-Streichen jener Quarzite, Phyllite und Kalke der Rummelsberggruppe. Gneise und Deckschichten sind in allen drei Gewölben miteinander verschuppt, was stellenweise eine Versteilung der Schichten bedingt.

Am Ostrand des silesischen Kristallins setzt mit den Engelsberger Schichten der ostsudetische sedimentäre Außensaum ein, die Grauwackenformation des Oppaberglandes und des Gesenkes. Der Gebirgsbau ist im gesamten Grauwackengebiet im wesentlichen sehr einheitlich. Die enggelegten Sandstein- und Schieferfalten streichen N-S, biegen aber am nördlichen Gebirgsrand in die NNW- bzw. NW-Richtung ein. Es ist zu beobachten, daß die Intensität der Faltung nach O zu abnimmt; doch ist sie naturgemäß auch abhängig von der Festigkeit und Elastizität des Gesteins. Im Bereich der Engelsberger und Bennischer Schichten herrschen nach W überkippte enge Isoklinalfalten vor, deren Schenkel infolge Sattelzerreißungen übereinandergeschoben sind (vgl. Geolog. Karte in 176). Jenseits der Röwersdorfer Senke, im Hotzenplotzer Hügelland, wechselt die Vergenz. Hier fallen die Kulmschichten nach W bzw. SW ein. Die Röwersdorfer Senke hingegen sowie ihre südliche Fortsetzung entlang des Sternberg-Bennischer Devonzuges bildet hinsichtlich des Faltenwurfs eine Zone der Unstetigkeit.

b) Der westsudetische Anteil.

Im Gegensatz zum ausgesprochenen Gewölbebaustil des moravosilesischen Gebirges haben wir im Bereich der Gebirge zwischen Sudetenrand und Neißegraben ein Nebeneinander von Gneisantiklinalen und enggepreßten Schiefermulden vor uns. Tektonisch sind zwei große selbständige Einheiten zu unterscheiden: ein Unterbau und eine diesen überlagernde Deckscholle.

α) Die Frage der moldanubischen Schollenreste.

Hinsichtlich der Frage der Zuordnung der Gesteinsgruppen der östlichen und südlichen Glatzer Gebirge zu den moldanubischen Deckschollenresten bzw. dem lugischen oder westsudetischen Unterbau bestehen keine einheitlichen Auffassungen zwischen den reichsdeutschen und den österreichischen Geologen. Nach *F. E. Sueß* — seiner Auffassung hat sich *Kölbl* angeschlossen (114 u. 115) — wird der „parautochthone lugische Unterbau" von den beiden gewaltigen kristallinen Deckschollen des Eulengneises einerseits und des Reichensteiner und Glatzer Schneegebirges andererseits überlagert (217 S. 171). Er bezeichnet die verschiedenartigen Gneise und Schiefer des Schneegebirges als eine „regellos gemengte Mannigfaltigkeit der moldanubischen Gesteine" (217 S. 151), die als lepidoblastisch verschieferte Ausläufer der überschobenen moldanubischen Schollen anzusprechen sind (217 S. 240). Auch *Finckh* und *Götzinger* sind dieser Meinung beigetreten. Nach ihnen tritt das lugische Gebirge nur in der Kühbergzone mit ihrer südöstlichen Verlängerung im Landecker Halbfenster sowie an der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse zu Tage, wo es sich von den moldanubischen Gesteinen des Schnee-, Bielen- und Reichensteiner Gebirges durch ein SO-Streichen, eine andere metamorphe Fazies und Gesteinsvergesellschaftung unterscheidet. Beide Einheiten

sind durch Überschiebungs- und Bewegungsflächen gegeneinander abgegrenzt (62 S. 86).

Gegen diese *Sueßsche* Deutung hat bereits *Kossmat* eingewandt, daß die petrographische Zusammensetzung der als moldanubisch angesprochenen Gesteine samt ihrer lepidoblastischen Verschieferung den Verhältnissen des westlichen Erzgebirges gleiche (116 S. 28 f.). Auch *Bederke* kam zu demselben Schluß: „das Kristallin des Glatzer Schneegebirges entspricht in jeder Beziehung dem des Erzgebirges und hat nichts mit dem Moldanubikum zu tun" (10 S. 188). Einwandfreies Moldanubikum liegt nur in der von *Bederke* als „Altstadtserie" bezeichneten Gesteinszone vor, die das silesische Grundgebirge längs der Ramsaulinie überschiebt. Es handelt sich um eine Gesteinsvergesellschaftung von für das Moldanubikum typischen Graphiten und Kalken sowie Injektionsgneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten (10 S. 188 ff.). Diese graphitführende Serie keilt tektonisch nach NW entlang der moldanubischen Überschiebung am Sudetenrand aus, sodaß bei Jauernig das westsudetische oder lugische Grundgebirge direkt auf die silesischen Gesteine aufgeschoben ist (15 S. 357). Die Grenze von Moldanubikum und lugischem Gebirge ist durch Kretschmers „Dioritgabbrozug" (117) gegeben. So gehören also nach den Ergebnissen *Bederkes* die Gebirge beiderseits des Neißegrabens — ausschließlich jener schmalen Zone der moldanubischen Altstadtserie — dem westsudetischen oder lugischen Grundgebirge an. Dieser Auffassung stimmt auch *von Bubnoff* zu. Er weist die *Kölblsche* Deutung der Glimmerschiefer des Schneegebirges als Diaphthorite nach Gneisen zurück und schließt aus dem Vorhandensein jüngerer Granite, daß die Schneegebirgsscholle keinesfalls eine Deckscholle sein kann (29 S. 543).

Die Einwände von *Bederke*, *von Bubnoff* und *Kossmat* sind stichhaltig genug, um Bedenken gegen die Richtigkeit der *Sueßschen* und *Kölblschen* Auffassung zu haben. Der Verfasser macht sich daher für die folgenden Ausführungen die *Bederkesche* Ansicht zu eigen. Es sind im übrigen für den Geographen diese großtektonischen Fragen weniger wichtig, weil eine unmittelbare Beziehung zu morphologischen Erscheinungen in einem alten Rumpfschollengebirge, wie wir es vor uns haben, zumeist nicht gegeben ist. Unter diesem Gesichtspunkt ist der regionalen Verteilung der morphologisch verschiedenwertigen Gesteine sowie der Anordnung von Störungen eine größere Bedeutung beizumessen.

β) Die moldanubische Altstadtserie.

Ihre petrographische Zusammensetzung wurde bereits beschrieben. Ihr nordöstlicher Teil reicht in das Kartierungsgebiet der geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges (238) hinein. Eine enge Wechsellagerung von Glimmer- und Hornblendeschiefern sowie Amphiboliten und Orthogneisen tritt uns entgegen. Ihr allgemeines Streichen ist nordöstlich gerichtet, schwenkt aber am Sudetenrandbruch deutlich in die N-Richtung ein. Südwestlich des Kartenrandes wölbt sich diese Serie kuppelförmig mit umlaufendem Streichen auf (10 Fig. 1) und bricht, in gleicher Richtung immer schmäler werdend, an der Buschiner Störung ab.

Die moldanubischen Gesteinsmassen sind längs der Ramsaulinie auf die Westflanke des Kepernikgneisgewölbes aufgeschoben, wobei die Graphitflöze von Goldenstein ideale Gleithorizonte abgegeben haben. *Kölbl* vermutet aus der südöstlich gerichteten Anpressung der Altvatergebirgsgneisgewölbe eine Reichweite der moldanubischen Deckscholle bis über die Teßgneiskuppel (113 S. 108). Es lag also ursprünglich der Überschiebungsrand etwa 20 km weiter südöstlich bzw. östlich

auf den silesischen Gneisgewölben. Es erweisen sich somit die heutigen moldanubischen Überschiebungsgrenzen als Denudationsgrenzen und die moldanubischen Gesteinskomplexe als Denudationsreste. Der Eulengneis ist also keine wurzellose moldanubische Deckscholle (*Sueß*, *Kossmat*), sondern steht über die Altstadtserie mit dem innerböhmischen Moldanubikum in Verbindung. „Die Kontinuität der moldanubischen Ostgrenze des Eulengneises zeigt, daß dieser als Glied des einheitlichen Blockes an der Überschiebung teilgenommen hat" (10 S. 200).

γ) Das lugische oder westsudetische Grundgebirge.

Die Grenze zwischen Altstädter Moldanubikum und dem lugischen Grundgebirge ist durch den zuerst von *Kretschmer* untersuchten „Dioritgabbrozug" (117) gegeben. Es ist dies ein Gesteinszug, über dessen Alter und petrographischen Charakter verschiedene Meinungen bestehen. Teils wird er als kristalliner, moldanubischer Schiefer aufgefaßt (*Sueß*, *Kölbl* 115 S. 469), teils als karbonisches Intrusivgestein (*Bederke*, *Finckh*, *Kretschmer*. Vgl. 15 S. 356). Gegen die Schneeberggneise ist er nach *Bederke* (10 S. 190) und *Kölbl* (115 S. 469) tektonisch abgegrenzt. Dieser Gesteinszug streicht von SW heran und biegt am Gebirgsrand bei Wildschütz in die Nordrichtung ein. Hier wird er vom Sudetenrandbruch abgeschnitten und erscheint erst wieder, wie *Bederke* gezeigt hat, in der Jauerniger Amphibolitgruppe über dem silesischen Gebirge (15 S. 356). Dieses Abschwenken der Faltenzüge nach N und NW, das am gesamten Reichensteiner Gebirgsrand zu beobachten ist, erklärte *Cloos* als das Produkt einer Blattverschiebung (47 S. 96 f.), während *Kölbl* den Grund in der Aufwölbung des Friedeberger Granitmassivs sah (113 S. 94 ff). Nun hat *Bederke* diese „Sudetenrandflexur" als durch die Bewegungsmechanik der moldanubischen Überschiebung bedingt gedeutet. Sie ist verursacht „durch die Anschmiegung der Gesteinszüge an das Kuppelgewölbe des Strehlen-Hertwigswalder Granitgneises" (15 S. 359).

Der Bau des Reichensteiner und Bielengebirges ist durch ein Nebeneinander von nordöstlich streichenden Antiklinal- und Synklinalzügen gekennzeichnet, wie sie die 1932 herausgebrachte geologische Karte des Reichensteiner Gebirges in schöner Weise zum Ausdruck bringt. Sieht man von der verwirrenden Einzeltektonik ab, so können wir zwei mächtige Gneisantiklinalen ausscheiden. Sie flankieren die Muldengruppe der Paßzone von Krautenwalde. Es handelt sich um Ortho- und Paragneise, die *Finckh* und *Götzinger* auf Grund der schwierigen petrographischen Trennung als „Gneis im allgemeinen" (gpz) bezeichnet haben (62 S. 13 u. 238). Der nördliche Gneiszug erstreckt sich von Gostal am Gebirgsrand bis Rainersdorf im Tal der Landecker Biele. Er baut die Gipfel des Hohen Hauses, der Heidelkoppe und des Mangersteins auf. Im NW wird er tektonisch gegen die Reichensteiner Glimmerschieferzone begrenzt (62 S. 81). Die südliche Gneisantiklinale zwischen der Schiefermulde von Krautenwalde und dem „Dioritgabbrozug" erreicht am Gebirgsrand eine Breite von 5 km, weitet sich nach SW immer mehr aus. Alle Erhebungen, vom Rösselberg bis zum Spitzberg, liegen in ihrem Bereich. Beide Gneismassen umschließen die Krautenwalder Muldenzone, die sich aus intensiv gefalteten und gepreßten Glimmerschiefern, Quarziten, Kalken und Hornblendeschiefern zusammensetzt. Zwischen der Tauchgrundkoppe und dem Höllenberg verengt sie sich auf nur 800 m Breite. Das allgemeine Streichen im Reichensteiner Gebirge ist bis zum Übergang in die „Sudetenrandflexur" SW-NO gerichtet, senkrecht zum orographischen Streichen. Die Gneis-Schieferfolge findet am Kontakt der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse ihr nordwestliches Ende.

III. Zur morphologischen Wertigkeit der Gesteine

Nach ihrer tektonischen Stellung können wir die Gesteine des Grundgebirges zu vier Gruppen zusammenfassen:

1. Die Gesteine der silesischen Gneisgewölbe und der Gneisantiklinalen des Reichensteiner Gebirges.
2. Die Gesteine der Schieferhüllen.
3. Der Kulm des Oppaberglandes und des Gesenkes.
4. Die kristallinen Massengesteine (Granit und Syenit).

Die Gneisgesteine umfassen sowohl Para- als auch Ortho- und Injektionsgneise. Daneben gibt es die verschiedensten Übergänge zu Gneisgraniten und Granitgneisen einerseits und zu Gneisglimmerschiefern andererseits. Im allgemeinen sind die Gneise im Vergleich zu den meisten ihrer Hüllgesteine ungleich härter und spröder. Unterschiede bezüglich ihrer Festigkeit können durch den schwankenden Feldspatgehalt bedingt sein, doch sind sie sehr gering. Der Gneis neigt häufig zur Bildung von Felsformen an den Talgehängen. Seine Härte äußert sich auch in steileren Böschungen der Talprofile sowie in engeren Tälern. Dagegen sind in den Glimmerschiefer- und Phyllitzonen die Talformen breiter und gerundeter. Das Verwitterungsprodukt des Gneises ist teils lehmig, teils steinig. Die Blockstreu, die sich allenthalben auf den Gneisgipfeln des Altvatergebirges findet, ist in Analogie zu den Verhältnissen im Riesengebirge (66) als periglazial anzusprechen. Zufolge seiner schweren Verwitterbarkeit und seiner Härte bildet er mächtige Gehängeschuttdecken, die das Ausgangsmaterial für die starke Gneisgeröllführung der Gewässer bilden. Nicht nur nach ihrem prozentualen Anteil, sondern auch nach der Geröllgröße herrschen die Gneise unter den Schottern vor.

Die Gesteine der den Gneisen aufsitzenden Schieferhüllen weisen größere Unterschiede hinsichtlich ihrer morphologischen Wertigkeit auf. Die Phyllite sind die weichsten unter ihnen. Sie unterliegen sehr leicht der chemischen und mechanischen Aufbereitung, weshalb sie einen längeren Flußtransport nicht ertragen können. Sie fehlen deshalb fast gänzlich in den rezenten und diluvialen Gebirgsrandschottern des Vorlandes. An die Phyllitzonen sind zufolge ihrer leichten Ausräumbarkeit die Täler der March, Mittelbord und Teß sowie die Einsattelung des Rothen Bergpasses gebunden.

Im Gegensatz dazu gehören die Quarzite zu den härtesten Hüllgesteinen, weshalb ihnen für die Gestaltung der Oberflächenformen eine besondere Bedeutung zukommt. Sie sind nicht einheitlich, sonder bilden Übergänge vom Konglomerat- bis zum feinkörnigen Quarzit, vom gebankten bis zum stark geschieferten und gefältelten, vom reinweißen über den gelblichen, rötlichen bis zum grauen und dunkelblauen. Seine außerordentliche Festigkeit gestattet, seine Horizonte häufig bereits rein morpho-

logisch von den Gneisen abzutrennen, indem sich nämlich sein Anstehendes in Hangknicken äußert. Weiterhin ist im Oppaquellgebiet eine starke Abhängigkeit des Gewässernetzes von der Anordnung der Quarzitantiklinalen festzustellen. Hier hat die fluviatile Ausräumung zunächst die weicheren Zonen der Eruptivstufe, der Tonschiefer und Kalke erfaßt. Dagegen treten die Quarzitsättel gipfelbildend auf, sofern sie nicht schon in ihren obersten Partien von der Denudation gekappt sind. Die Quarzitgipfel sind zum Teil mit riesigen abgewitterten Blöcken bedeckt, deren Durchmesser z. B. auf dem Querberg (sdl. Zuckmantel) nicht selten 2 m überschreitet. Als Blockstreu treten sie besonders dort in Erscheinung, wo die Schichtköpfe an den Hängen ausstreichen. So ist der NW- und W-Hang des Holzberges bei Ziegenhals vor allem an seinen Versteilungen mit zahlreichen Blöcken des anstehenden Quarzitschiefers besät. Neben diesen nachweislich periglazialen Verwitterungsformen, die mit der starken Klüftung des Quarzits in engem Zusammenhang stehen, tritt als rezentes Verwitterungsprodukt ein grober Sand und Grus auf. Der Grad der Verlehmung ist im Vergleich zu dem der Phyllite, Ton- und Glimmerschiefer gering.

Gleichfalls hart und spröde sind die marmorisierten Kalke der Kontaktzonen. Da die Kalke im allgemeinen mit nur relativ kleinen Flächen zu Tage treten, so sind oberflächliche Karsterscheinungen größeren Umfanges, wie etwa die Dolinen des mährischen Devonkalkplateaus (85, S. 83 f.), nicht zu beobachten. Doch treten gelegentlich — z. B. in den Groß-Kunzendorfer Marmorbrüchen der Fa. Thust — tiefgreifende Verwitterungsschlote auf, durch die das Gestein in einzelne große Blöcke zerlegt wird, und im Bereich der mitteldevonischen Kalkbänke von Würbenthal sind sogar kleine Einsturztrichter und vollkommen entwickelte Karstphänomene geringen Ausmaßes festzustellen. Die Löslichkeit des Kalkes im Wasser hat stellenweise zur Entstehung von unterirdischen Höhlen geführt (z. B. Tropfsteinhöhle von Saubsdorf). Sie sind jedoch oberflächlich durch Einsturzvorgänge noch nicht wirksam geworden. Das Lösungsvermögen der Kalke verhindert, soweit sie nicht stark verunreinigt sind, die Bildung einer Verwitterungsdecke von größerer Mächtigkeit. Daher sind sie gleichfalls für die Geröllführung der Flüsse ohne Bedeutung. Kalkschotter fehlen fast gänzlich.

In größerer oberflächlicher Verbreitung treten die Glimmerschiefer auf. Der hohe Glimmergehalt macht das Gestein leicht verwitterbar, wobei es aufblättert und in Grus zerfällt. Nimmt der Quarzgehalt des Glimmerschiefers zu, so steigt auch seine Festigkeit. Ein ähnliches Verhalten gegenüber den exogenen Kräften zeigen die Hornblendegesteine, doch sind sie im allgemeinen an der Flußschotterführung mit einem größeren Prozentsatz beteiligt.

Die kristallinen Gesteine erreichen im Kontakthof großer Intrusivmassen durch hydatothermische Metamorphose einen höheren Härtegrad. Dies gilt für die Kontaktgesteine des Friedeberger Granitmassivs wie der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse. So bauen in erster Linie die kontaktmetamorphen Gesteine der Groß-Kunzendorfer Schichten den Nesselkoppenkamm auf, in dessen Schutz der Granit Höhen von 950 m erreicht.

Im Vergleich zu den Kontaktgesteinen sind die kristallinen Massengesteine gegen die äußeren Einwirkungen von geringerer Widerstandskraft. Beim Granit ist der Feldspat- bzw. Quarzgehalt für Unterschiede maßgeblich. Seine Kluftsysteme und seine Bankung machen ihn zu einem wasserdurchlässigen und daher stark aufbereitungsfähigen Gestein. Die Vergrusung und Kaolinisierung ist stellenweise recht tiefgründig. Das Granitvorkommen im Elsnitzbachtal bei Schönwalde ist z. B. derart stark zersetzt, daß der Grus als Scheuersand abgebaut werden kann. Während nun der Kaolinisierungsprozeß nach Analogieschlüssen wahrscheinlich mesozoischen Alters ist (21, S. 190), verdankt die blockige Verwitterungsfazies der Schalsteine und Venusnappla (102) ihre Entstehung wie auch im Riesengebirge der Periglazialzeit.

Das zweite massivbildende Tiefengestein, der Syenit, ist von ähnlicher morphologischer Wertigkeit. Bezeichnenderweise fällt das Verbreitungsgebiet des Syenits von Reichenstein orographisch mit der Paßzone von Neudeck zusammen, also einer Tiefenfurche, deren Denudation rascher als im umliegenden Kontakthof erfolgt ist.

Gegenüber diesen Massengesteinen ist der Diabas als Ergußgestein mit seinen Decken und Tuffen (Schalsteinen) in den Falten- und Schuppenbau der Hüllschichten einbezogen. Er ist von dichter bis grobkörniger Struktur und übertrifft an Härte die Massengesteine. Seine außerordentlich starke Beteiligung an den diluvialen sowie rezenten Gebirgsrandschottern, sowohl nach Geröllgröße als auch Anzahl, spricht für seine Widerstandskraft gegenüber Verwitterungseinflüssen und mechanischer Beanspruchung.

An das silesische Kristallin schließt sich nach O der weite nichtmetamorphe, sedimentäre Außensaum des Kulms. Er besteht im Gesenke und Oppabergland aus wechsellagernden Grauwackensandsteinen und -schiefern, von denen die Schiefer weitaus überwiegen und die Sandsteine nur in schmalen Zonen anstehen. Die Korngröße des Grauwackensandsteins ist stark schwankend. Es bestehen Übergänge vom feinen Sandstein bis zum groben Konglomerat. Im Hotzenplotzer Hügelland beobachten wir bis kopfgroße Konglomerate (z. B. bei Maidelberg), die zufolge der selektiven Ausräumung kuppenbildend wirken. Nach O nimmt der Anteil der Sandsteine und Konglomerate zu Gunsten

der Tonschiefer ab. Ihr unterschiedliches Verhalten gegenüber exogenen Einflüssen bedingt die Anlage von flachen Sandsteinrücken (Härtlingen) und Tonschiefermulden im Schichtstreichen.

Zu dieser petrographisch bedingten Differenzierung des morphologischen Wertes der Gesteine kommen Umstände physikalischer Art hinzu, die die Wertigkeit beeinflussen können. Hierzu gehört zunächst die Klüftung eines Gesteins. Sie ist die Vorbedingung für Art und Umfang der Absonderungsformen. Eine tiefgreifende Zerklüftung ermöglicht das Eindringen atmosphärilen Wassers, das durch chemische Einwirkung und Spaltenfrost die Klüfte erweitert und die Blöcke lossprengt. Daher ist sie von besonderer Bedeutung für die periglaziale Verwitterung, die Entstehung der Blockgipfel und der Blockstreu tieferer Lagen. Das Altvatergebirge weist zwei Kluftsysteme auf, die sich unter einem rechten Winkel schneiden. Das eine System fällt mit dem Gesteinsstreichen (SW-NO) zusammen, das andere verläuft senkrecht dazu. Trotz des Vorhandenseins der Kluftsysteme können wir jedoch nicht von einer Wasserdurchlässigkeit der Gesteine sprechen. Das Niederschlagswasser sammelt sich in den Quelltrichtern der Gebirgsbäche, die nach wolkenbruchartigen Regen und zur Zeit der Schneeschmelze eine intensive Tiefenerosion entfalten. Dies führt zu einer starken Versteilung der Gehänge. Im Wilden Steingraben fallen sie z. B. fast senkrecht ab. Ihre Steilheit bewirkt eine rasche Abtragung, die sich nicht nur im Abkriechen, sondern auch in Bergrutschen und Muren äußert. Davon ist besonders das Gebiet des Rothen-Berges und der Brünnelhaide betroffen. Die Rutschbewegungen haben hier breite Lücken in das dichte Waldkleid gerissen. Im Wilden Steingraben stürzt das losbrechende Gestein von den lotrechten Wänden in die Talschlucht, häuft sich hier in derartigen Massen über der Bachsohle an, daß das herabrinnende Gewässer streckenweise vollkommen unter dem Blockgewirr verschwindet.

Neben der Klüftigkeit und Wasserdurchlässigkeit ist der Grad der tektonischen Beanspruchung des Gesteins von großer morphologischer Bedeutung. Ein stark zerrüttetes Gestein erliegt naturgemäßt rascher der Denudation als kompakte, feste Gesteinsbänke. So ist z. B. die Einsattelung des Gemärkes zwischen dem Fichtlich und dem Nesselkoppenkamm zweifellos tektonisch bedingt, und gleicherweise ist im Bereich der Waldenburger (Altv.) Störung die Einschartung des Gabelpasses entstanden. Weiterhin fallen die Depressionen des Ramsauer und Rothen-Bergpasses mit stark zerrütteten und verschuppten Zonen zusammen, während — um ein weiteres Beispiel zu nennen — durch die stark ausgeräumte Zone der Röwersdorfer Senke der ostsudetische Randbruch verläuft, längs dessen sich ein Wechsel der Faltenvergenz des Kulms vollzieht. Wir werden auf Einzelheiten dieser Fragen noch zurückkommen. Jedenfalls wird aus diesen

wenigen Beispielen der kausale Zusammenhang von tektonischer Beanspruchung und denudativen Vorgängen ersichtlich.

Tritt zur Klüftung eine Transversalschieferung hinzu, so erhöht sich die Aufbereitungsfähigkeit des Gesteins. Sie ist naturgemäß vor allem in den plastischeren Tonschiefern ausgebildet. So z. B. in den Grauwackenschiefern der Engelsberger Schichten bei Wildgrund (Abb. 9). Die intensive Transversalschieferung streicht nahezu senkrecht zum Schichtenverlauf und bedingt die plattige Aufblätterung der Schiefer, die im weiteren Verwitterungsprozeß leicht der Verlehmung erliegen.

C. Die Morphogenese des nordöstlichen Gebirgsrandes des Reichensteiner und Altvatergebirges sowie des Oppalandes

Die Hauptfaltung der ostsudetischen Gebirge sowie die ostwärts gerichtete Verfrachtung der moldanubischen Deckscholle der Westsudeten ist variszisch. Die Gebirgsbildung erfolgte phasenweise und stellt durch das Einbeziehen immer jüngerer Ablagerungen in die orogenetischen Bewegungen den Typ einer Wanderfaltung dar. In den Ostsudeten sind drei Phasen wirksam gewesen (13 und 16): Die Hauptbewegungen — horizontal verfrachtete Abscherungsdecken der silesischen Schieferhülle und des Kulms sowie die Überschiebung der moldanubischen Deckschollen — gehören der bretonischen Phase auf der Wende vom Oberdevon zum Unterkarbon an. Die erzgebirgische Phase zwischen dem unteren und mittleren Oberkarbon brachte die Verschuppung der einzelnen Gesteinsdecken untereinander und mit dem Grundgebirge, während sich die letzte gebirgsbildende Bewegung, die asturische Phase des oberen Oberkarbons, in einer z. T. recht intensiven Transversalschieferung als Folge einer Querfaltung geäußert hat. Permische Phasen sind nicht nachgewiesen, weshalb also die variszische Faltung im Bereich der ostsudetischen Gebirge als mit dem Ende des Karbons abgeschlossen angesehen werden kann.

Das Ergebnis dieser orogenetischen Vorgänge war ein Gebirge von durchaus alpinotypem Bau, charakterisiert — wie *Kölbl* (113) gezeigt hat — durch Abscherungs- und Überschiebungsdecken großen Stils. Jugendliche Gebirge weisen in ihrer morphologischen Ausgestaltung immer eine weitgehende Abhängigkeit von ihrem inneren Bau auf.

Sie besteht heute nicht mehr. Durchwandern wir die Gebirge vom Neudecker Paß in südöstlicher Richtung bis zur Südostabwalmung der Hohen Haide, so werden wir einen auffallenden morphologischen Gegensatz der Kammregionen und Tallandschaften feststellen können. Die Kämme zeigen besonders in den zentralen Teilen der Gebirge breite, flache Rückenformen mit ausgedehnten Verebnungsflächen, z. T. dicht bewaldet, z. T. über die obere Baumgrenze aufragend. Blicken wir etwa vom Querberg

über die Gipfelflur des Urlichzuges hinweg, so erhalten wir den Eindruck einer flachwelligen, sanftgeböschten Waldlandschaft (Abb. 2). Wir befinden uns hier hoch über den Gebirgstalungen. Zwischen diesen breiten Gipfelpartien sind nun tief in den Gebirgskörper eingreifende Talsysteme eingesenkt. Ihre konvexen und terrassierten Gehänge sind von auffallender Steilheit (20—40°), im Wilden Steingraben stürzen sie sogar lotrecht ab. So ist der Übergang von den Kammböschungen zu den Talgehängen zumeist morphologisch äußerst scharf ausgeprägt. Den greisenhaften Zügen der Gipfelpartien stehen die jugendlichen Täler gegenüber. Dieser Gegensatz beherrscht das gesamte Gebirgsbild des Altvater, Glatzer Schnee-, Bielen- und Reichensteiner Gebirges. Die Kämme und Gipfel scheinen aus einer welligen Oberfläche herausgeschnitten zu sein. Die kammbildenden Verflächungen stehen, wenn man sie mit dem inneren Bau vergleicht, im Widerspruch zu diesem. Die Falten- und Gewölbestrukturen werden überall von ihnen durchschnitten, so daß vom ursprünglichen Faltengebirge nur noch ein Torso, ein Rumpf erhalten ist.

Die tertiäre Formengruppe

I. Die alttertiäre Landoberfläche

a) Das Alter der mährisch-schlesischen alten Landoberfläche.

Die Frage nach dem Alter der mährsich-schlesischen Rumpffläche konnte durch stratigraphische Belege, Vorkommen transgredierender Sedimente, für die Gebirge zwischen Neißegraben und mährischer Pforte nicht gelöst werden. Es mußten daher die Verhältnisse benachbarter Gebiete in Betracht gezogen werden.

Hassinger konnte auf Grund des Vorhandenseins von Sedimenten in der marinen Abrasionszone des Gesenkes sowie aus der zeitlichen Einordnung der Basalteruptionen die Formenentwicklung dieses Gebirges bis zur zweiten Mediterranstufe zurückverfolgen (85 S. 78). Die Rumpffläche erwies sich jedoch als älter. Die Beantwortung dieser Frage gelang erst durch die morphologische Auswertung der stratigraphischen Verhältnisse im Gebiet der Brünner Syenitmasse und des mährischen Karstes. Ausgehend von der Vorstellung einer zusammenhängenden prämiozänen mährisch-schlesischen Rumpflandschaft, lassen sich die südlich des Marchbeckens gefundenen Ergebnisse auch bis zu einem gewissen Grade auf den nördlichen Teil dieser Rumpflandschaft übertragen.

Aus dem Fehlen von Zerstörungsprodukten des vordevonischen Brünner Syenits in den Rotliegendschichten der Boskowitzer Furche war zu schließen, daß das Gesteinsdach des Syenitmassivs um diese Zeit noch nicht abgetragen war und das unterste Denudationsniveau bedeutend höher über dem rezenten lag (85 S. 82), daß also die heutige Rumpffläche nachpermischen Alters ist. Doch ist aller Wahrscheinlichkeit nach schon damals die Erniedrigung des einstigen Hochgebirges stark vorgeschritten gewesen. Sie war schon während und unmittelbar nach der bretonischen Phase erfolgt, wie die Mächtigkeit des

Kulms, der sich ja aus den Zerstörungsprodukten des bretonisch gefalteten Gebirges zusammensetzt, beweist. Das permische Relief muß also bereits das eines Mittelgebirges gewesen sein. Ist damit eine untere Grenze bezüglich der Alterseinordnung der Rumpffläche gegeben, so war die Eingrenzung nach oben durch die Verhältnisse im Grenzbereich von Syenit und mährischem Karst möglich. Hier transgredieren Jurareste das Syenit- und Devonkalkplateau (85 S. 83 ff.), das demnach vor der jurassischen Meeresüberflutung bereits vollkommen eingerumpft war. In der Tatsache, daß jurassische Sedimente die Dolinen des Karstes ausfüllen, liegt der Beweis für eine kontinentale Einebnung des Gebirges. Die Rumpflandschaft ist also in ihrer ersten Anlage postpermischen aber präjurassischen Alters und das Werk festländischer Abtragung. Dieser letztere Umstand gestattet noch eine genauere Festlegung. Die Trias war nämlich für die böhmisch-mährischen Landschaften eine ausgesprochene Festlandsperiode. Die mährische Rumpffläche ist daher mit Sicherheit als triassisch anzusprechen. Diese Rumpffläche hat im wesentlichen ihre Gestalt bis in das Tertiär hinein gewahrt, denn das Nebeneinander von Jura, Cenoman und Miozän auf dem mährischen Kalkplateau erbringt den Beweis, „daß die präjurassische Oberfläche der Rumpflandschaft hier mit der präkretazischen, aber auch mit der prämiozänen und gegenwärtigen Landoberfläche zusammenfällt" (85 S. 86 f.).

Es läßt sich nun nach den obigen Erkenntnissen für die ursprüngliche Anlage der alten Landoberfläche, die in mehr oder weniger ausgedehnten Resten auch in den Gebirgen zwischen Neißegraben und mährischer Pforte erhalten ist, ein triassisches Alter annehmen. Zu dieser Zeit war also wohl bereits das Gesteinsdach der Gneisgewölbe und Intrusivmasse abgetragen. Die große moldanubische Überschiebungsdecke, deren Gesteine die silesischen Gewölbe überdeckten, war offenbar schon bis auf die heutige Denudationsgrenze (= heutige Grenze der moldanubischen Überschiebung) der Abtragung erlegen, und die triadische Landoberfläche durchschnitt bereits den Mantel der silesischen Hüllschiefer und die obersten Partien der silesischen Gneiskuppeln. Besonders intensiv war, worauf *Bederke* hinwies, die Abtragung in der silesischen Vorlandscholle (15 S. 363 ff.). Sie war seit der saalischen Phase Hochgebiet. Die einsetzende Denudation legte das Gebirge bis auf die algonkischen Jenkauer Schiefer bloß, und auch die weite Ausdehnung des Strehlen-Friedeberger Granitmassivs unter Tertiär und Diluvium nach O spricht für eine tiefgründigere Denudation als im Gebirge.

Wir finden in unserem Bereich keinerlei Anhaltspunkte für eine jurassische Transgression, wie sie für die westmährische Rumpflandschaft nachgewiesen ist. Es ist daher anzunehmen, daß diese Zeit für unser Gebiet eine Festlandsperiode war, die noch bis zum Beginn der oberen Kreide (Cenoman) andauerte. Denn erst aus dieser Zeit liegen in unmittelbarer Nachbarschaft Sedimente vor. Sie haben sich in der Gegend von Hotzenplotz und Leobschütz unter sehr günstigen Verhältnissen über dem Kulm erhalten können, und es liegt die Vermutung nahe, sie mit den cenomanen Kreideresten des mährischen Karstes und der oberen Kreide des Neißegrabens in Verbindung zu bringen. Es ist jedoch schwierig, auf Grund dieser in vorzüglicher Schutzlage befindlichen Denudationsreste den Umfang der oberkretazischen Transgression zu bestimmen. *Hassinger* hält eine Ausdehnung des Kreidemeeres über das Gesenke hinweg für sehr wahrscheinlich (85 S. 88), und *Leppla* glaubt, in den flachen Sockelflächen westlich der Gruppe des Glatzer Schneeberges eine kretazische Abrasionszone zu erkennen (129 S. 45). So spricht *Schön* sich für eine Kreideüberflutung der Gebirge beiderseits des Neißegrabens aus (200 S. 95).

Diese Auffassung haben *Schwarzbachs* Untersuchungen bestätigt, indem sie den Charakter der 750 m hohen Thanndorfer Terrasse als kretazische Abrasionsterrasse erwiesen (205). Dagegen hat *Jedlitschka* auf Grund der prämiozänen Zertalung des Gesenkes die Ansicht vertreten, daß hier vom Oberkarbon bis zum Miozän eine Kontinentalperiode geherrscht habe (100 S. 43). Dies ist jedoch kein stichhaltiges Beweismittel, da die Zertalung recht gut postcenomanen Alters sein kann. *Patteisky* wagt die Frage einer cenomanen Transgression des Gesenkeplateaus nicht zu entscheiden (167 S. 65). Nun ist *Schön* zufolge der Tatsache, daß die Rumpffläche auch die Kreideschichten durchschneidet, der Ansicht Hassingers von ihrem präjurassischen Alter entgegengetreten und hat sie als zur germanischen Rumpffläche gehörig für präoligozän erklärt (200 S. 96).

Lucerna ist sogar noch weiter gegangen. Er legt der diluvialen Verfirnung des Altvatergebirges eine wesentliche Bedeutung für die Entstehung der Kammplattung bei, indem er sie als „aus dem Zusammenschlagen der beiderseitigen glazialen Abrasionsräume" entstanden erklärt. Die Blockfelder der Gipfel seien Gipfelreste und Gratendigungen eines präglazialen Hochgebirges und die heutige Landoberfläche stelle seinen glazialen Rumpf dar (139 S. 253). Diese Deutung muß entschieden abgelehnt werden. Sie mag vielleicht für die diluvial stark vergletscherten jungen Kettengebirge anwendbar sein, keineswegs aber für die alten variszischen Faltenrümpfe, deren Verfirnung sicher nicht das Ausmaß für einer derartige morphologische Wirkung haben konnte.

Und wie könnte sie auch die Einrumpfung des moravischen Kulm- und Devonkalkplateaus erklären, wo schon auf Grund der orometrischen Gegebenheiten eine diluviale Vereisung nicht möglich war?

So gehen die Meinungen noch auseinander. Die Verhältnisse im mährischen Karst haben aber unzweideutig gezeigt, daß die Einrumpfung des Gebirges vor der jurassischen Überflutung im wesentlichen abgeschlossen war. Es kann sich in der Folgezeit nur um eine geringe, unwesentliche Erniedrigung des Denudationsniveaus gehandelt haben. Die Kreidetransgression hat nicht die gesamten Gebirge umfaßt, wohl aber sicherlich die Plateaulandschaften des Gesenkes, Hannahochlandes und des mährischen Karstes. Ihr Plateaucharakter ist wesentlich das Werk einer marinen Abhobelung. Dies stimmt auch mit der Beobachtung *Schneiders* überein, daß im Bereich der Kreide- und Tertiärschichten Böhmens und Mährens die Undulation der Rumpffläche aufhört (194, S. 19). Es ist jedoch anzunehmen, daß die Innengebiete der heutigen Mittelgebirge den Kreidemeeresspiegel flach überragten. Denn die alttertiäre Landoberfläche war hier keine platt eingeebnete Rumpffläche, sondern sie stellte, wie noch ausgeführt wird, eine hügelige Landschaft von nahezu 500 m Reliefenergie dar.

Zusammenfassend kann folgendes gesagt werden: die Hauptanlage der Rumpf- bzw. alten Landoberfläche ist präjurassisch. Während die

Plateaulandschaften in der Folgezeit durch marine Transgressionen sozusagen ihren letzten Schliff erhalten haben, herrschte im Bereich der heutigen Mittelgebirge eine ununterbrochene festländische Abtragung bis zum Ende des Oligozäns.

b) Der Umfang der alten Landoberfläche.

Hassinger hatte gelegentlich seiner morphologischen Untersuchungen in den westlichen Randlandschaften der mährischen Pforte den Rumpfcharakter des Altvatergebirges erkannt. Jedoch beschränkte er die Ausdehnung der alten Oberfläche — ausgehend von dem Gedanken, daß es sich um eine nahezu völlig eingeebnete Peneplain handelt — nur auf einige breite, flache Partien des Glase-Berges (Kepernik), des Altvaters sowie der Hohen Haide (85 S. 23). Die Begehungen haben nun ergeben, daß eine völlige Einrumpfung nicht vorliegt, sondern daß Kriterien, deren Erörterung folgen wird, auf eine stärker reliefierte Landoberfläche von einigen hundert Metern Höhenunterschieden hinweisen. Demzufolge ist also ihre Verbreitung erheblich ausgedehnter anzusetzen. Sie umfaßt sämtliche Kammlagen vom Neißedurchbruch bis zum Abfall gegen das Gesenke. Durch die differenzielle Heraushebung des Gebirges im Tertiär sind die Höhenlagen naturgemäß sehr verschieden. Im Bereich des Altvaterhauptkammes und der Gruppe des Glatzer Schneeberges erreicht sie Höhen von über 1400 m, während sie im westlichen Bergland[6]) unmittelbar am Marchtalrand (w Hohenstadt) bis auf 527 m herabsinkt.

Die Rekonstruktion der alten Landoberfläche ist erwartungsgemäß in den peripheren Teilen der Gebirge besonders schwierig, da ihr Zusammenhang hier durch die erosiven und abtragenden Vorgänge am ehesten aufgelöst und zerlappt worden ist. Daher muß hier besonders vorsichtig verfahren werden.

(Vgl. hierzu Karte II.)

Im stark exponierten Warthaer Gebirge hat die von drei Seiten andringende erosive Tätigkeit nur noch schmale Reste der alten Landoberfläche um die Spitzkoppe und den Glatzen-Berg (762 m) unberührt gelassen. Der Paß von Neudeck (483 m) unterbricht den Zusammenhang mit den Flächenresten des Jauersberges (870 m). Zweifellos ist die Anlage dieser Einschartung jüngeren Datums. Ihre vorquartäre Erniedrigung gestattete ein Überfließen des nordischen Inlandeises in das Glatzer Becken, dessen abhobelnde Wirkung sicherlich Einfluß auf die Breiten- und Tiefengestaltung gehabt hat. Die Flächenstücke des Jauersberges und des großen Heidelberges (902 m) gewinnen entsprechend der allmählichen Gebirgsverbreitung an Breitenausdehnung. Dazwischen liegt der Sattel von Rosenkranz (583 m) eingesenkt, dessen Ausräumung ebenfalls jüngeren Datums zu sein scheint. Das gleiche gilt ebenfalls für den Paß von Krautenwalde (670 m). Jenseits des Passes können wir die alte Landoberfläche ohne Unterbrechung in schmalem Zuge über den Rössel-Berg (849 m), den Schwarzberg (825 m), den Spitzberg (956 m), den Flößenberg (946 m) und die Schmiedekoppe (938 m) bis zum Kammknotenpunkt des Ficht-

[6]) Zur orographischen Abgrenzung des westlichen Berglandes vgl. Karte I.

lichs (1128 m) verfolgen (Abb. 1). Hier ist sie außergewöhnlich gut erhalten. Unserem Blick bietet sich ein dichtbewaldetes und vermoortes Hochplateau von über 1000 m Durchschnittshöhe (Abb. 1). Ihm sind verstreut einzelne flache Kuppen aufgesetzt, die indes keineswegs den Eindruck einer stark eingerumpften Fläche stören.

Diese morphographische Beschreibung zeigt einmal, daß die alte Landoberfläche nicht lückenlos vom Warthaer Gebirge bis zum Fichtlich erhalten ist, wie *Klement*, der diese Verhältnisse gleichfalls studiert hat, es kartographisch darstellte (Karte in 107), sondern daß drei jüngere tiefgreifende Paßzonen ihren Zusammenhang unterbrechen. Zum anderen, daß sie nach SO ansteigt, also schräggestellt erscheint, was *Götzinger* auf eine stärkere Hebung des südöstlichen Flügels zurückführen möchte (62, S. 88)[7].

Gut sind die alten Formen auf den breiten, südöstlich streichenden Rücken des Altvaterhauptkammes zu erkennen. Er erreicht zwischen den Linien Karlsbrunn-Gabelpaß-Lindewiese einerseits und Keppel-Reutenhau-Goldenstein andererseits einschließlich seiner kurzen abstrahlenden Fiederkämme eine Breite von nahezu 9—10 km und Höhenlagen bis zu fast 1500 m. Seine höchsten Gipfel: Hochschar (1351 m), Glase-Berg (1424 m), Rother-Berg (1333 m), Altvater (1490 m), Ameisenhübel (1343 m) und Hohe Haide (1446 m), überragen die bei etwa 1250 m gelegene obere Baumgrenze um 100—200 m. In diesen waldfreien, z. T. versumpften Gneisgipfelflächen offenbart sich deutlich ihre Rumpfnatur. Ihr Gegensatz zu den steilhängigen, tiefen Talungen der Zuflüsse des March- und Bielesystems ist hier äußerst scharf ausgeprägt.

Ähnlich ist der Eindruck im Urlichzug jenseits der Einschartung des Gabelpasses (926 m) (Abb. 2). Doch liegt hier das Gipfelniveau um ca. 300 m tiefer und die breitflächigen Aufragungen der Hirschwiesen (1201 m), der Bärenfangkoppe (1216 m) und der Urlichkuppe (1205 m) tragen demzufolge ein dichtes Waldkleid. Der zickzackförmige Kammverlauf ist durch den deutlich zu beobachtenden Kampf um die Wasserscheide bedingt. Von O her schneiden die Quellbäche der Oppa ein, während im W die Stirnbäche mit steiler Gefällskurve zum Freiwaldauer Becken herabrinnen. Trotz der engen Verzahnung der Entwässerungsadern ist es zu Anzapfungserscheinungen noch nicht gekommen, doch hat sich die alte Landoberfläche nur noch in den schmalen Leisten der Wasserscheide erhalten können (Karte III). Diese Kammgestaltung reicht nach N bis zum Moosebruch von Reihwiesen. Die alte Landoberfläche ist hier als flache, 750 m hohe Mulde zwischen dem Geiersberg (875 m), dem Knabenstein (883 m) und dem Urlenhübel (777 m) ausgebildet die durch die Schwarze Oppa nach SO entwässert. Diese Abflußmöglichkeit ist aber ungenügend, um die Wasseransammlung der Mulde vollkommen bewältigen zu können. So ist es um das offene Wasser des Sühneteiches zu einer Vermoorung gekommen, wie sie in diesem Ausmaße nirgendwo im Gebirge anzutreffen ist. Vom Knabenstein streicht gegen NW bis zum Bieletal der Goldkoppenkamm, dessen Gipfel im Weißen Stein (922 m) und der Goldkoppe (908 m) noch Höhen über 900 m aufweisen. Dann senkt sich das Gebirge über den Strittberg (755 m) und den Rehberg (611 m) zum Gebirgsvorland

[7]) Wir vertreten dagegen die Ansicht, daß dieser Anstieg nicht auf eine differenzielle tektonische Heraushebung nach der Einrumpfung zurückzuführen ist, sondern bereits in den Höhenverhältnissen des alten Reliefs gegeben war (vgl. Kap. C I c).

hinab (Abb. 1). Die Täler des Elsnitz- und Miserichbaches sowie der Goldenen Oppa haben vom Urlichzug die im Schichtstreifen angeordnete Querberggruppe (972 m) abgetrennt, deren Kammplattung ganz ausgesprochenen Rumpfcharakter trägt. Der Abfall zum Becken von Zuckmantel vollzieht sich stufenweise und relativ steil.

Überschreiten wir in östlicher Richtung das Miserichbachtal, so gelangen wir in den Kulm des Oppaberglandes. Seiner ganzen Physiognomie nach stellt dieses Bergland ein Übergangsglied vom Mittelgebirge zum Gesenkeplateau dar, und als solches weist es eine deutliche Zweiteilung auf. Im W herrschen Kammformen vor, während östlich der Linie Hinterdorf (bei Würbenthal) — Ober-Hillersdorf — Alt-Kammer — Johannesthal breite Verebnungen mit einzelnen aufsitzenden flachen Kuppen Platz greifen. Die Kammlandschaft trägt in Höhen von 800—900 m einige Reste der alten Landoberfläche, die sich längs des Miserichbaches und der Schwarzen Oppa reihen: Hochschaarspitze (814 m), Kirschberg (873 m), Tannenberg (873 m), Fichtlich (809 m) und Vorwitzberg (902 m). Vom Vorwitzberg zweigt nach O ein Kamm über den Lochberg (867 m) und Salzberg (866 m) ab. Die Kammpartien gehen nach O allmählich in 760—790 m hohe Verebnungen über, die man in Bezug auf das Gipfelniveau als Sockelflächen ansprechen kann (Karte III). Sie treten vor allem östlich und südöstlich des Salz- und Lochberges und weiter im S um die Hochschaarspitze auf und müssen als östlicher Abschluß der alten Landoberfläche des Altvatergebirges aufgefaßt werden. Denn je weiter wir ostwärts wandern, desto offenbarer wird die Ähnlichkeit der Oberflächenformen mit denen des eigentlichen Gesenkes. Befinden wir uns in den 200—300 m tief eingesenkten Tälern, so vermeinen wir, in einer Mittelgebirgslandschaft zu stehen. Auf den Höhen jedoch erhalten wir den Eindruck einer mehr oder weniger ausgeprägten Plateaulandschaft. Wir haben bereits einen Teil der Gesenkerumpffläche vor uns.

Ihre Rumpfplattenstücke senken sich nicht mit ausgeglichenem Profil zur Troppauer Bucht hinab, sondern es sind vom Gebirgsvorland aus (etwa in der Gegend von Oberglogau) im Oppabergland deutlich zwei Niveaus zu unterscheiden. Das eine liegt bei 680—700 m und wird zum großen Teil acker- und wiesenmäßig genutzt. Besonders gut ist es in der Riedelfläche von Neudörfel erkennbar. Sie findet nach SW Anschluß an die breiten Verebnungen um den Köhlerstein (695 m) und Freiheitsberg (650 m), nach N an die Gipfelplattung des Wallsteins (674 m) und Salerberges (696 m). Über die Mandelbecherkoppe (695 m) und den Hochschuß (670 m) läßt sich dieses Niveau in das Tal des Petersbaches verfolgen, wo es an den linken Talgehängen in etwa 660 m Höhe auftritt. Es handelt sich nach diesen verschiedenen Höhenlagen der Verebnungen also nicht um eine vollkommen ebene Rumpfplatte. Ganz abgesehen davon, daß infolge der großen Taldichte und Taltiefe die Riedelflächen von der Zuböschung erfaßt und ihre Ränder verwischt worden sind, teilweise sogar zu kurzen Kammstücken erniedrigt worden sind, muß man ein, wenn auch nur geringes Relief annehmen. Denn einige Kuppen, wie der Friedrichsberg (743 m), der Stößhügel (733 m), der Riemer-Berg (706 m) u. a., überragen das Durchschnittsniveau um etwa 50 m. Die Höhenverhältnisse zeigen eine flache Neigung des Rumpfniveaus nach dem Gesenke und Gebirgsvorland hin an.

Im östlichen Teil des Oppaberglandes ist bei 580—600 m ein zweites System von Verbnungen zu beobachten. Der Übergang vom ersten zum zweiten Niveau vollzieht sich im S sanfter als im N. Die Rumpfteile zwischen dem Kohlbach und dem Ramselbach sind von der Abtragung bereits stark angegriffen. Im Küferberg (593 m) und Melzerberg (569 m)

sind Reste vorhanden. Jenseits des Ramselbaches folgt dann eine stark gerodete Hochfläche, die sich bis an den Rand des Oppatales ausdehnt; ihre mittlere Höhe beträgt 590—600 m.

Beide Verebnungssysteme setzen sich jenseits der Oppa im Gesenke fort. Damit ist also der Anschluß der alten Landoberfläche des Altvatergebirges an die Rumpffläche des Gesenkes gefunden. Die oben beschriebenen Sockelflächen bei 770 bis 790 m Höhe stellen den engeren Übergangssaum dar. Auf den beiden Verebnungssystemen ist eine nur relativ schwache Reliefierung ausgebildet, die wohl vor allem aus dem Wechsel von harten Grauwackensandsteinen und weichen Tonschiefer erklärt werden kann. Ist dem so, dann bildeten die Ausgangsformen nahezu platte Rumpfflächenstücke, deren heutige oberflächliche Modellierung das Werk einer jüngeren selektiven Ausräumung ist. So läßt der Formengegensatz zum alten Relief des Mittelgebirges den Schluß zu, daß möglicherweise eine schwache marine Abrasion, die bis zu den Sockelflächen reichte, der Urheber der Verebnungen sei. Die benachbarten cenomanen Denudationsreste von Hotzenplotz machen eine oberkretazische Transgression durchaus glaubhaft.

c) Das Relief der alten Landoberfläche.

Es wurde bei der Erörterung des Alters der Rumpffläche und ihrer räumlichen Ausdehnung des öfteren darauf hingewiesen, daß wir es im Bereich der Mittelgebirge nicht mit einer vollkommenen Rumpffläche zu tun haben, sondern — und hierin ist *Klement* (107) beizupflichten — daß die prämiozäne Landoberfläche ein Relief von einigen hundert Metern Vertikaldifferenzen aufwies und noch weit vom Endstadium einer idealen Peneplain entfernt war.

Um zu einem einigermaßen ausreichenden Bild des alten Reliefs zu gelangen und insbesondere seine Beziehungen zu den angrenzenden mährisch-schlesischen Rumpflandschaften klarzustellen, wurde neben Angaben von *Klement* weiteres morphologisches Beobachtungsmaterial herangezogen. Zur Rekonstruktion seines Aufrisses sind zwei Angaben notwendig: einmal die Höhen der heutigen Gipfelflur, zum anderen die Höhenlagen der höchsten (präoligo-miozänen) Verebnungen. Die Differenzen ergeben die Reliefenergie der alten Oberfläche. Da die differenzielle oligo-miozäne Hebung und Schollenbildung sowohl die Gipfelfluren als auch die älteren Verebnungen in gleicher Weise vertikal verschoben hat, so können aus der Verschiebung der letzteren Rückschlüsse auf das Ausmaß der verschiedenen Hebungsintensität gezogen werden.

Nach den Beobachtungen *Klements* sind im Altvaterhauptkamm die Rückenformen über den 1000 m-Flächen als zur alten Landoberfläche gehörig zu betrachten (107, S. 41). Da die Gipfel bis fast 1500 m aufragen, erhalten wir in diesem Bereich Höhenunterschiede von nahezu 500 m. Anders liegen die Verhältnisse im Reichensteiner Gebirge. Die höchsten Ebenheiten liegen hier um 700 m am Leiterbrunn zwischen der Heidelkoppe und dem

Hohen Stein sowie nordöstlich des Hohen Hauses. Aus der Differenz mit der Höhe der Heidelkoppe (902 m) ergibt sich eine Reliefenergie von etwa 200 m. Im Oppabergland sind die entsprechenden Flächenstücke bei 770—790 m in den oben beschriebenen Sockelflächen zu finden. Die höchsten Gipfel des Oppaberglandes haben dieses Niveau um über 100 m überragt. In der Talflucht der Schwarzen und Weißen Oppa ist an deren westlichen Gehänge ein System von Terrassenresten bei 750 m wahrzunehmen, das, wie unten dargelegt werden wird, den Talboden eines prämiozänen Schichttales mit nördlich gerichteter Entwässerung darstellt. Sein Talboden liegt etwa 30 m unter dem Niveau der Sockelflächen des Oppaberglandes, die auch für den nahen Urlichzug als Basis seines alten Landoberflächenreliefs angesehen werden dürften. So können wir für ihn Vertikaldifferenzen von ca. 400 m errechnen. Sie sind im westlichen Bergland weitaus geringer. *Klement* zeichnet in das Längstalprofil der March-Mittelbord untermiozäne Verebnungen ein, die von 660 m dem allgemeinen Gefälle folgend bis auf 500 m hinunter gehen (107, S. 35). Betragen die Höhenunterschiede im Bereich des Brand-Berges (784 m) noch 100—120 m, so vermindern sie sich zwischen Hohenstadt und Müglitz bis auf ca. 50 m.

Aus diesen Angaben geht deutlich hervor, daß die Reliefenergie der alten Landoberfläche stark schwankend war. Am größten scheint sie im Bereich des Altvaterhauptkammes gewesen zu sein, nahm aber nach den peripheren Gebirgsteilen immer mehr ab, so daß sie im Reichensteiner Gebirge ca. 200 m beträgt, im Oppabergland 100 m und im westlichen Bergland noch weniger. Die allgemeine Reliefverflachung im Oppa- und westlichen Bergland führt hinüber einerseits zur Gesenkrumpffläche und andererseits über die abgesunkene Marchtalscholle zum Plateau des Hannahochlandes. Das relativ starke alttertiäre Relief der zentralen Gebirgsteile des Altvatergebirges setzt sich nach NW im Glatzer Schneegebirge fort, wo eine ähnliche alte Oberflächengestaltung anzutreffen ist.

II. Die oligo-miozäne Gebirgsbildung

Das soeben skizzierte prämiozäne Relief bildet für unsere nun folgenden Betrachtungen der oligo-miozänen Gebirgsbewegungen und der Formenentwicklung des Gebirgsrandes das Ausgangsstadium. Der erste Zyklus der fluviatilen Entwicklung (im *Davis*'schen Sinne) war hier bis zur völligen Greisenhaftigkeit der Formen noch nicht vorgeschritten, als auf der Wende zum Jungtertiär die Zerbrechung dieses Reliefs einsetzte, neue Höhen- und Abdachungsverhältnisse schuf und damit den zweiten Erosionszyklus einleitete.

a) Das Alter der Krustenbewegungen nach dem bisherigen Stand der Forschung.

Eine absolut sichere geologische Zeitbestimmung der jungen Krustenbewegungen war in den westsudetischen Gebirgen nicht durchzuführen. Nach den stratigraphischen Gegebenheiten konnte *Frech* mit Sicherheit nur ein postkretazisches, prädiluviales Alter der Bruchbildung annehmen (70 S. 558). Doch vermutet er die Bewegungen zwischen Mitteloligozän und Mittelmiozän. Selbst für die Altersbestimmung des Sudetenrandbruches sind keinerlei Anhaltspunkte vorhanden; als wahrscheinlich galt — ebenso wie für die Störungen des Neißegrabens — eine oligozäne Anlage (70 S. 561 f.). Für beide nimmt auch *Leppla* ein vormiozänes Alter an (129 S. 44). Eine genauere Eingrenzung nach oben gelang für die Dislokationen der ostsudetischen Gebirge *Hassinger* durch die Auffindung von Altvatergebirgsgeröllen auf einem prämittelmiozänen, verlassenen Mohratalboden bei Wigstadtl (85 S. 48 u. 54). Demnach muß die Horstbildung also spätestens im Untermiozän, vielleicht sogar im Oligozän erfolgt sein. Dies stimmt auch mit der oligo-miozänen tektonischen Anlage des Olmützer Beckens überein (85 S. 79 f. u. 151 S. 26). Aus dem Fehlen von miozänen Strandterrassen an den Hängen der Mähr.-Neustädter Bucht schloß *Hassinger* auf einen postmiozänen Einbruch des Neustädter Teilbeckens (85 S. 65). Es sind jedoch, wenngleich minder deutlich, Terrassenansätze beobachtet worden, sodaß *Machatschek* diesen Einbruch als gleichaltrig mit der Anlage des Olmützer Beckens bezeichnen konnte (140 S. 301).

Gilt also die Annahme eines oligo-miozänen Alters für die ostsudetische Horstbildung als begründet, so ist in Analogie zu den ostsudetischen Verhältnissen auch für die westsudetische Gebirgsheraushebung, die Bildung des großen Sudetenrandbruchs und der anderen Störungssysteme eine Gleichaltrigkeit angenommen worden. So hatte auch *Götzinger* diese Folgerung für die randlichen Absenkungen längs des Reichensteiner Gebirges gezogen (62 S. 89)[8]).

Die diluvialgeologischen Untersuchungen *Zeuners* haben den Beweis erbracht, daß diese Krustenverschiebungen ihren Abschluß nicht im Tertiär gefunden haben, sondern daß sie bis in das Diluvium hinein andauerten (234 S. 71). Desgleichen haben *Behr* und von zur *Mühlen* aus den Niveauunterschieden der Oberkannte des marinen Mittelmiozäns diluviale tektonische Bewegungen im Patschkauer Grabengebiet angenommen (21 S. 192). Sie halten, wie *Zeuner* vermutet (234 S. 71), auch heute noch an und nach *Behr* ist die kristalline Scholle nördlich des Patschkauer Grabens in steter Hebung begriffen (17 S. 158). So sind auch die Erdbeben Schlesiens in historischer Zeit nichts anderes als ein schwaches Nachklingen der großen tertiären Schollenbewegungen.

b) Art und Umfang der oligo-miozänen Dislokationen.

(Hierzu Karte II auf Tafel V).

α) Der Sudetenrandbruch und seine südöstliche Fortsetzung im ostsudetischen Hauptgebirgsquerbruch.

Die morphologisch wirksamste geologische Strukturlinie unseres Untersuchungsgebietes ist der Sudetenrandbruch zwischen Reichenstein und Setzdorf, ein Teil jener scharfen, geradlinigen tektonischen Grenze der Sudeten und ihres nordöstlichen Vorlandes.

---

[8]) Zu dieser Frage wird in Kap. C III b Stellung genommen.

Gewisse geologische Tatsachen sprechen für eine alte Anlage dieser Störungslinie. *Cloos* machte geltend, daß bei Reichenstein postkulmische Lamprophyrgänge die Störungszone durchschneiden (47 S. 99). Aus der Tatsache, daß das Mesozoikum im schlesischen Gebirgsvorland fehlt, wurde auf eine allgemeine prämesozoische Heraushebung dieses Gebietes geschlossen. Diese Krustenbewegung wies *Thust* am Kontakt des Friedeberger Granits mit den Setzdorfer Kalken nach (218 S. 17 f.). Der Granit ist hier über nicht-metamorphe Kalke geschoben. Daraus war eine postgranitische Heraushebung der Vorlandscholle zu folgern.

Man nahm zunächst allgemein an, daß der Sudetenrandbruch bei Freiwaldau ausklingt. Nun haben die Studien von *Wilschowitz* im Gebiet des Freiwaldauer Beckens gezeigt, daß der Sudetenrandbruch in seiner tertiären Anlage nicht ausschließlich „ein Element des westsudetischen Gebirgsbaues" (218 S. 22) ist, sondern daß er sich im ostsudetischen Gebirge, was schon *Cloos* vermutete (47 S. 98), fortsetzt. *Cloos* ahnte einen möglichen Zusammenhang der Freudenthaler Basaltdurchbrüche mit einer Verlängerung des Sudetenrandbruches, doch fand er keinen Anhaltspunkt für eine Verwerfung im Altvatergebirge. Aber schon *Becke* hatte auf das Vorhandensein der Waldenburger[9]) Störung, die aus dem oberen Bieletal über den Gabelpaß nach Karlsbrunn streicht, hingewiesen (6 S. 296). Und *Wilschowitz* konnte den Nachweis erbringen, daß vom SO-Ende des Sudetenrandbruches eine große Querstörung durch das Altvatergebirge bis an seinen Abfall zum Gesenke geht. Dieser „Hauptgebirgsquerbruch", wie er ihn bezeichnet, setzt sich aus einer Flucht von Störungslinien zusammen. Die Verwerfung verläuft vom Gabelpaß in gerader nordwestlicher Richtung entlang des Steilabfalls des Altvaterhauptkammes bis zur Brandlehnbaude am Blasebalg, biegt dann nach NNO auf das Gemärke zu ein, wo sie die Verbindung mit dem Sudetenrandbruch findet. Nach SO setzt sie sich über Karlsbrunn bis an die Kulmgrenze bei Vogelseifen fort. Im Kulm selbst war sie nicht festzustellen, während entlang des Hauptgebirgsquerbruches ein scharfer Wechsel von Fallen und Streichen sowie der Gesteine zu beobachten ist. Die Schollen zeigen eine horizontale Verschiebung von 2 bis 3 km.

Eine weitere Störung folgt dem Laufe der oberen Biele bis Freiwaldau. Diese „Bieletalspalte" äußert sich in einem Lagerungswechsel der Gesteine (223 S. 33). Bei Adelsdorf trifft auf sie der von NW heranstreichende Sudetenrandbruch, sodaß also im Bereich des Freiwaldauer Beckens vom Hauptgebirgsquerbruch, dem Sudetenrandbruch und der Bieletalspalte eine rautenförmige Scholle umschlossen wird. *Wilschowitz* nimmt für den Hauptgebirgsquerbruch und die Bieletalspalte im Zusammenhang mit der ostsudetischen Hauptfaltung ein oberdevonisches Alter an (223 S. 33). Ihre Bildung fällt demnach in die bretonische Phase auf der Wende vom Devon zum Unterkarbon. Somit sind also die ostsudetischen Störungen älter als die postgranitische Anlage des Sudetenrandbruches, die *Bederke* in die saalische Phase zwischen Unter- und Oberrotliegend verlegt (15 S. 364).

Wesentlich für die oligo-miozäne Bruchbildung ist nun der Umstand, daß der westsudetische Sudetenrandbruch und der ostsudetische Hauptgebirgsquerbruch in ihrer paläozoischen Anlage auf einer Linie angeordnet sind. Dadurch war die Möglichkeit gegeben, daß die jungen tektonischen Bewegungen auf beide über-

---

[9]) Die Störung ist nach der kleinen Gemeinde Waldenburg im südlichen Winkel des Freiwaldauer Beckens benannt.

greifen konnten und das tertiäre Nachreißen der beiden also gleichzeitig in einem Zuge erfolgen konnte. Dieser Fall ist auch eingetreten, wie die relativ frischen Formen und die Höhenverhältnisse beiderseits dieser Linie, sowohl im westsudetischen als auch im ostsudetischen Anteil zeigen.

Die oligo-miozäne vertikale Dislokation entlang des Sudetenrandbruches hat den heutigen Gegensatz von Gebirge und Vorland geschaffen. Die Schroffheit des Gebirgsrandes hängt wesentlich von der Sprunghöhe der Verwerfung ab. Sie weist den höchsten Betrag im Bereich des Eulengneises auf, wo sie maximal 600 m erreicht. Hier ist die morphologische Wirkung auch am größten. Mit geradlinigem Fuß und steilen Abfall erhebt sich das Eulengebirge mauerartig über der Vorlandscholle. Nach SO schwächt sich die Schärfe der Gebirgsrandform immer mehr ab. Der Gebirgskamm senkt sich allmählich bis zum Neißedurchbruch auf 600 m herab, was einer Sprunghöhe von nur etwa 200 m entspricht. Jenseits der Neiße ist die Kammhöhe in stetigem Steigen begriffen: während sie im Warthaer Gebirge bei 700 m liegt, ragen die Gipfel des Reichensteiner Gebirges über die 900 m-Isohypse hinaus und im Fichtlich wird eine Höhe von 1126 m erreicht. Dieser Zunahme entspricht der Anstieg des Gebirgsfußes von 300 m am Neißedurchbruch bis ca. 400 m bei Friedeberg. Die Höhendifferenz von Fuß- und Kammlinie ergibt am Reichensteiner Gebirgsrand eine vertikale Schollenverschiebung von 500—600 m[10]). Trotzdem also die Sprunghöhe nicht wesentlich unter der des Eulengebirgsrandes liegt, hat die Gestaltung des Abfalls hier nicht eine derart scharfe Ausprägung erfahren. Dies liegt einmal darin begründet, daß der Gebirgsfuß seine strenge Geradlinigkeit verloren hat. Er erfährt eine Einbuchtung bei Reichenstein und eine Ausbauchung bei Jauernig. Andererseits ist der horizontale Abstand von Fuß- und Kammlinie im allgemeinen größer als im Eulengebirge. Dadurch ist eine flachere Böschung des Abfalles bedingt.

Verfolgen wir die Sudetenrandstörung weiter nach SO bis zu ihrem Eintritt in das silesische Gebirge, so ist festzustellen, daß sie hier den Charakter eines Randbruches völlig verliert, nicht mehr ein Gebirge und Vorland trennt, sondern mitten durch eine Mittelgebirgslandschaft streicht. Aber dennoch hat sie hier als Hauptgebirgsquerbruch weitgehende morphologische Wirkungen gehabt.

Sie sind zunächst an die Einsattelung des Gemärkes geknüpft. Das etwa 1000 m hohe beiderseitige Gebirge ist auf 572 m erniedrigt, und dieser Einschnitt bildet die Wasserscheide zwischen Weiden- und Staritzbach. Das Gebiet ist tektonisch stark bean-

---

[10]) *Leppla* hat am Ostrand des Neissegrabens einen Verwerfungsbetrag von 600—700 m errechnet (129 S. 44).

sprucht, denn hier treffen zwei bedeutende tektonische Linien zusammen: Sudetenrandbruch und Ramsauüberschiebung. So ist die Lagerung äußerst verworren und gestört und wird von steilen, glatten Harnischen durchschnitten (218, S. 17). Diese Verhältnisse waren die Voraussetzungen für eine weitgehende Ausräumung, vor allem von Seiten des Weidenbaches. Der dadurch entstandene tiefe Einschnitt ermöglicht eine Verbindung des Freiwaldauer Beckens mit dem Neißeland und wird verkehrsgeographisch von der Eisenbahnlinie Jauernig-Lindewiese und einer Poststraße zwischen beiden Orten genutzt.

Von hier aus weitet sich der Blick nach SO über eine breite Beckenlandschaft, rings umgeben von hohen Gebirgskämmen. Sie schließen sie jedoch nicht hermetisch gegen das Außenland ab, sondern wo sie aufeinander stoßen, sind tiefherabreichende Lücken vorhanden: Gemärke, Ramsauer Sattel, Rother-Berg- und Gabelpaß sowie die breite Bieletalöffnung nach dem Gebirgsvorland. Über sie führen gut passierbare Verkehrswege, die im Beckenzentrum Freiwaldau zusammenströmen.

Schon der erste Eindruck läßt erkennen, daß dieses Becken keine ausschließliche Erosionsform sein kann. Das Bieletal erreicht oberhalb Freiwaldau eine maximale Breite von 5 km, verengt sich jedoch unterhalb der Stadt auf 2 km. Dieser Gegensatz der Talgestaltung ist durch einen reinen Erosionsvorgang nicht zu erklären. Die Verhältnisse lassen vielmehr den Schluß auf eine ursprünglich tektonische Anlage des Beckens zu. Wie bereits erwähnt wurde, sind alte Störungen an den Rändern des Beckenbodens nachgewiesen: entlang des Westrandes verläuft der Hauptgebirgsquerbruch, der die Verbindung der Waldenburger Störung mit dem Sudetenrandbruch herstellt, während im Zuge des Bieletales eine weitere Verwerfung streicht. Der Hauptgebirgsquerbruch und die Bieletalverwerfung begrenzen im Beckentiefsten einen dreieckigen Zwickel. Es besteht also eine auffallende Übereinstimmung zwischen der im Grundriß dreieckigen Form des Beckens und der Anordnung der Verwerfungen. Damit ist die Beziehung von Oberflächengestaltung und Tektonik erwiesen, denn die tertiäre Deformation hat zweifellos an dieses alte Störungssystem angeknüpft. Sie äußerte sich in einer breiten Einwalmung des Gebirges, in deren Zentrum der Beckenboden keilförmig einbrach.

Das Nachreißen der Bieletalstörung hat sich morphologisch außerdem in der Talform des obersten Bielelaufes ausgewirkt. Das Flußbett ist hier streng an die Störungslinie gebunden, eine Beobachtung, die auch im Bereich der Waldenburger Verwerfung zu machen ist. Das Talprofil ist asymmetrisch ausgebildet. Denn während der rechte Hang steil über der Störung aufragt, gehen die linken Gehänge mit flacherer Böschung in den Beckenboden über. Es ist also die nördliche Flanke des Kepernikgewölbes her-

abgebogen und an der Bieletalspalte abgebrochen, wodurch die nach O gerichtete Schrägstellung des Beckenbodens verursacht worden ist. Bei Waldenburg klingt das Einbruchsfeld aus und geht in eine einfache Verwerfung über, was sich morphologisch darin äußert, daß sich das Bieletal hier verengt und die Gestalt eines tiefen, symmetrischen Kerbtales annimmt.

Entlang der Waldenburger Störung werden die Hüllgesteine der Teßkuppel und die Gneise des Urlichzuges scharf abgeschnitten. Der jugendliche Charakter dieses Verwurfs erhellt zunächst aus dem Niveauunterschied der beiderseitigen Kammhöhen. Während in der westlich gelegenen Altvatergruppe fast 1500 m erreicht werden, liegt im Urlichzug das Gipfelniveau bei etwa 1200 m. Die alte Landoberfläche ist hier demnach um etwa 300 m disloziert worden. Es ist zu erwarten, daß diese jugendliche Bruchstufe sich in den Gefällskurven der sie querenden Gewässer äußert. In Betracht kommt die Mittlere und die Weiße Oppa.

Die Quellbäche der ersteren reichen bis zur Gipfelplattung des Altvaters und Leiterberges hinauf. Der nördlichste, der Knoblichgraben, folgt zunächst der steilen NO-Abdachung des Leiterberges, biegt dann aber scharf rechtwinklig, der Störung folgend, nach SO um, und erreicht die wieder nordöstlich fließende Mittlere Oppa. Desgleichen fällt das Tal des Mittelhüblbaches, der von SO herabrinnt, mit der Bruchlinie zusammen. Beide Bachläufe zeigen eine auffällige Anpassung an die tektonische Linie, über der sie sich am Forsthaus Gabel mit den beiden mittleren Quellbächen zur Mittleren Oppa vereinigen. Ihrer Tiefenerosion in der Bruchzone verdankt die Einschartung des Gabelpasses ihre Entstehung. Mit dem Überschreiten der Störung erfolgt eine rasche Abnahme des Gefälles. Denn während die Quellgewässer in ausgesprochenen Hängetälern abrinnen, ist das Gefälle der Mittleren Oppa bedeutend geringer.

Deutlich erkennbar ist eine Gefällsstufe im Tale der Weißen Oppa entwickelt. Zwischen zwei relativ schwach geneigten Talsohlenstücken schiebt sich vom Oppafall bis zum Ortsbering von Karlsbrunn — hier streicht die Störung durch — eine Talstrecke von stärkerem Gefälle ein. Ihr Fuß- und Scheitelpunkt weisen eine Höhendifferenz von 300 m auf. Dieser Betrag stimmt demnach mit der auf anderem Wege gefundenen Sprunghöhe der Waldenburger Störung überein. Ein bezeichnendes Licht auf die junge tektonische Anlage dieser Talstufe wirft der Oppafall. Obgleich sein Steilabsturz nur etwa 5—6 m beträgt, beweist er doch, daß eine vollkommene Ausgeglichenheit der Gefällskurve noch nicht erreicht worden ist. Er ist auch nur als der Erosionsrest einer ehemals weiter talabwärts befindlichen Wasserfallage von bedeutend größerem Ausmaße zu betrachten. Die rückschreitende

Erosion hat sie immer weiter talauf verlegt und die Streckung des Falles verursacht.

So ist also im Waldenburg-Karlsbrunner Gebiet eine starke Beeinflussung der Talgestaltung durch den tertiären tektonischen Vorgang erkennbar.

β) Die Goldenstein-Brandseifener Störung.

Entlang des Hauptgebirgsquerbruches ist der Altvaterhauptkamm gegenüber dem nordöstlichen Teil des Altvatergebirges um ca. 300 m herausgehoben worden. Es erweckt zunächst den Anschein, als handele es sich um eine im SW gekippte Pultscholle, deren abgesunkener Flügel im westlichen Bergland gegeben ist. Es kann sich jedoch keinesfalls um eine Kippung von gleichmäßiger Schräge handeln, wie die Höhenverhältnisse südwestlich des Hauptkammes zeigen. Denn sein Abfall gegen das westliche Bergland ist keineswegs allmählich, sondern vollzieht sich vielmehr sprunghaft. Die Gipfelhöhen der Berggruppen um die Schwarzen Leiten (1235 m) und den Ameisenhübel (1343 m) entsprechen noch dem Niveau der Gipfelflur des Hauptkammes. Dann senkt sich das Gebirge südwestwärts auf kurzer Strecke bis 750 m durchschnittlicher Höhe herab. Besonders augenfällig ist diese Höhenstufe am westlichen Steilabfall des Ameisenhübels und des Katzenkopfes. Weniger ausgeprägt ist sie dagegen zwischen Mittelbord und Teß, da sich hier die Ohrenberggruppe (1022 m) als Zwischenstufe einschiebt.

Es ist nun auffällig, daß unmittelbar am Fuß dieses Abfalls eine Tiefenlinie von Goldenstein bis Brandseifen entlang läuft, die von einem Straßenzug benutzt wird. Diese Linie fällt mit einer Reihe von Bachläufen zusammen. Von SO nach NW sind es folgende Gewässer: Klausgrabenbach-Seifenbach-Grundbach — der Bach zwischen dem Schmalen Kamp und dem Radersberg — der Dorfbach von Primiswald — der Oberlauf des Baches von Neu-Ullersdorf. Die aufeinander folgenden Laufstücke bilden eine etwa 20 km lange Talflucht mit eingeschalteten Wasserscheiden, die aber zugleich Einschartungen zwischen den Berggruppen des Hauptkammes und des westlichen Berglandes sind. Diese Goldenstein-Brandseifener Senke, wie wir sie benennen möchten, hat eine nahezu geradlinige Erstreckung parallel zum Hauptkamm, senkrecht zur allgemeinen Abdachung. Sie ist aus der Tiefenerosion jener in eine Reihe geschalteten subsequenten Bäche hervorgegangen.

Es fragt sich nun, ist diese lineare Anordnung der Gewässer eine zufällige oder steht sie im Zusammenhang mit einer Störungslinie? Die Verhältnisse im Freiwaldauer Becken und im Bereich der Waldenburger Störung haben uns gezeigt, in wie hohem Maße die Talanordnung von Verwerfungslinien bestimmt wird. Übertragen wir die dort gefundenen Ergebnisse auf die

Goldenstein-Brandseifener Senke, so führt uns dies zwangsläufig zur Annahme eines Verwurfs. In seiner Schütterzone ist die Talflucht offenbar angelegt worden, was auch ihren zur allgemeinen Abdachung widersinnigen Verlauf zu erklären vermag. Weiterhin zeigt sich, daß das nordwestliche Ende dieses Goldenstein-Brandseifener Bruches im Altstädter Kessel ausklingt. Da dieser zweifellos eine tektonische Einwalmung des Gebirges darstellt, so ist auch hier — wie jenseits des Hauptkammes — ein Zusammenhang von Störungslinien und Einbiegungen der Gesteinsdecke vorhanden. Die Analogie der Verhältnisse erstreckt sich ferner auf die Gefällsstufen der die Störung querenden Bäche. Denn aus dem Längsprofil ist ein solcher Gefällsknick im Mittelbordbachtal oberhalb Goldenstein zu beobachten. Einen zweiten können wir im Teßtale bei Winkelsdorf feststellen.

Da eine geologische Spezialkartierung für dieses Gebiet noch nicht vorliegt, konnten nur die eben erörterten morphologischen Kriterien zur Stützung unserer Auffassung eines Bruches herangezogen werden. Für den südöstlichen Abschnitt ist jedoch der Beweis durch das geologische Beobachtungsmaterial von *Wilschowitz* erbracht (223 S. 30). Bei Brandseifen schneidet eine von SW heranstreichende Chloritgneisantiklinale an den unterdevonischen Quarziten, Phylliten und Grünschiefern, die den Kammzug der Hohen Haide begleiten, ab. Die Störung zieht über den Berggeistsattel in das Seifental, das die Grenze von grobkörnigen Biotitgneisen mit flachem NW-Fallen und steilgestellten feinschiefrigen, serizitischen, ausgewalzten Chloritgneisen bildet. Allem Anschein nach setzt sie sich nach SO bis zum Basaltdurchbruch von Friedland fort.

So erweisen die morphologischen und geologischen Verhältnisse die bruchtektonische Anlage des SW-Abfalles des Hauptkammes, dessen mittlere Sprunghöhe mit etwa 200—300 m anzusetzen ist. Der Altvaterhauptkamm verdankt somit seine Grundrißform zwei parallelen Bruchlinien und stellt eine selbständige, über die übrigen Teile des Gebirges herausgehobene Leistenscholle dar.

γ) Der ostsudetische Randbruch.

Das Gesenkeplateau bildet einen im Grundriß rechteckigen Gebirgsblock, der sich mit mehr oder weniger deutlichem Fuß gegen die Niederungsgebiete des Marchbeckens, der mährischen Pforte und des Leobschützer Lößlandes abhebt. Der Gebirgsrand ist im SO und SW geradlinig und scharf ausgeprägt und tritt uns im Landschaftsbild als dicht bewaldeter Steilabfall entgegen. Im NO dagegen verliert der Gebirgsfuß an Deutlichkeit. Die Troppauer Bucht greift tief in den östlichen Teil der Plateaus ein, und in ihr vollzieht sich ein ganz allmählicher Übergang von der Hochfläche des Gesenkes zum Leobschützer Lößland. Das Bild wechselt bei Branitz. Von hier verläuft nordwestlich über Jägerndorf und durch die Röwersdorfer Senke in geradliniger

Erstreckung eine Tiefenlinie, entlang deren das Plateau und das Oppabergland mit deutlichem Rand gegen das Vorland abgesetzt ist.

Die orometrischen Verhältnisse der nordöstlichen Gesenkeabdachung haben, vor allem im Hinblick auf das sanfte Abfallen in der Troppauer Bucht, bei den älteren Morphologen den Eindruck erweckt, das Gesenke sei eine nach NO schräggestellte Pultscholle. An dem tektonischen Charakter der südöstlichen und südwestlichen Gebirgsumrandung war nicht zu zweifeln. Doch meinte man, im NO liege nur „ein Hinabbiegen der Gesenkescholle" vor (85 S. 55). *Hassinger* vermutete im Hotzenplotzer Hügelland einen weniger gehobenen Teil des Oppaberglandes und verband damit die Vorstellung einer Flexur (85 S. 32). Für die Annahme eines Randbruches fand er keinerlei Anzeichen.

Heute liegen von geologischer Seite die Untersuchungen von *Wilschowitz* (223) und *Stejskal* (212) vor, die die Auffassung einer Schollenabbiegung unhaltbar machen. *Wilschowitz* ging von der Voraussetzung aus, daß die mährisch-schlesischen Basaltdurchbrüche nicht zufällige Durchschlagstrichter sind, sondern daß eine Abhängigkeit von der Tektonik des Grundgebirges besteht. Die Basaltvorkommen sind an Störungslinien gebunden, wofür ihre Reihenanordnung spricht. Diese Tatsache hatte schon *Partsch* für die schlesischen Basalteruptionen festgestellt (162 I S. 126), und *Friedensburg* hat sie erneut betont (72 S, 201). Sie erleichtert uns wesentlich das Erkennen von Störungslinien.

Längs des nordöstlichen Gesenkerandes ist nun eine Reihe von Basalteruptionen nachgewiesen: Im Ostrauer Karbon, an der Kamenahora bei Troppau, am Kapellenberg bei Stremplowitz, bei Komeise und Schönwiese in der Röwersdorfer Senke. Diese lineare Anordnung der Basalte am Gebirgsrand ist ein Beweis seiner bruchtektonischen Anlage, wodurch die Möglichkeit des Aufdringens von Basalten gegeben war. Wir haben einen Randbruch vor uns, dessen Verlauf durch die Orte Schönbrunn-Troppau-Jägerndorf-Hennersdorf gekennzeichnet ist. Wir wollen ihn in Gegenüberstellung zum Sudetenrandbruch der Westsudeten den ostsudetischen Randbruch nennen. Weitere Beweise seiner Verwerfungsnatur waren im Grundgebirge beiderseits der Röwersdorfer Senke festzustellen. Sie liegt in einer Kulmzone, die durch einen raschen Wechsel im Fallen gekennzeichnet ist. In der Oppaberglandscholle herrscht Westvergenz, in der Scholle des Hotzenplotzer Hügellandes dagegen Ostvergenz. Auch der petrographische Charakter des Kulms beiderseits der Röwersdorfer Senke weist Unterschiede auf: denn westlich der Senke treffen wir auf stärker umgewandelte, tektonisch tiefere Schichten, während östlich davon jünger aussehende, Pflanzenreste führende Kulmgesteine anstehen (222 S. 454). Diese Verhältnisse finden nur eine Begründung in der Annahme einer Verwerfung, einer Absenkung des Hotzenplotzer Hügellandes gegenüber dem Oppabergland.

Wir haben bereits bei der Erörterung des Hauptgebirgsquerbruches und der Goldenstein-Brandseifener Verwerfung die Beobachtung gemacht, daß Störungslinien zugleich Zonen stärkerer Denudation und Ausräumung sind. Dies trifft auch für die Verhältnisse am Nordostrand des Oppaberglandes zu. Die Röwersdorfer Senke ist eine breite, quer zur allgemeinen Abdachung streichende Depression, die nur streckenweise von rezenten Talstücken benutzt wird. Sie ist zweifellos die Erosionsform einer

älteren nach SO gerichteten Entwässerungsader. Wir werden bei der Besprechung der diluvialen Flußablenkungen auf die Stellung der Senke im glazialen Entwässerungssystem zurückkommen. In diesem Zusammenhang interessiert nur die Tatsache, daß Randstörung und Tiefenlinie zusammenfallen. Die Röwersdorfer Senke ist tektonisch und erosiv zugleich ausgestaltet.

Fassen wir die Kriterien für die Verwerfungsnatur des nordöstlichen Gebirgsrandes des Gesenkes und Oppaberglandes zusammen, so sind es zunächst solche geologischer Art: Basaltlinie längs des Gebirgsfußes, Wechsel der Faltenvergenz und stratigraphisch-petrographische Verschiedenheiten im beiderseitigen Kulm. Sodann kommen morphologische Merkmale hinzu: einmal das Vorhandensein eines deutlichen Gebirgsrandes zwischen Branitz und Hennersdorf und zum anderen die Ausräumungszone der Röwersdorfer Senke.

Bestehen gegen die Annahme eines Bruches in diesem Abschnitt keinerlei Bedenken, so steigern sich die Schwierigkeiten im Bereich der Troppauer Bucht. Die orometrischen Verhältnisse an ihrer westlichen Umrandung sprechen für einen Übergang der Störung in ein Abbiegen des Kulms. Es zeigt sich nämlich, daß die Sprunghöhe der Randverwerfung vom NW nach SO abnimmt. Zwischen der Bischofskoppengruppe (890 m) in der nordwestlichen Ecke des Oppaberglandes und dem westlichen Hotzenplotzer Hügelland (Rochusberg 470 m, Langer Berg 447 m) ist ein Höhenunterschied von rund 400 m vorhanden. Bei Olbersdorf beträgt er nur etwa 150—200 m und in der Gegend von Jägerndorf sind es bereits nur 100 m. Die größte Hebungsintensität liegt also im NW, wodurch die flache Abwalmung des Oppaberglandes zur Troppauer Bucht bedingt ist. Allem Anschein nach geht die Verwerfung nach SO in eine Flexur über und lebt erst am Ostrand der Troppauer Bucht wieder als Bruch auf.

Es ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß der Randbruch vom Gebirgsrand aus gleichsinnig nach NW in das Vorland streicht. Verlängert man ihn in dieser Richtung, so besteht die Möglichkeit eines Zusammenhanges mit den Basaltbrüchen der Münsterberger Gegend. Hier ordnen sich nämlich die Basalte von Eichau, Heinrichau—Taschenberg, Tarchwitz und Silbitz—Siegroth längs einer geraden Linie, in der *Friedensburg* eine Störung vermutete (72, S. 201). Sie verläuft parallel zum Sudetenrandbruch in NW-SO-Erstreckung. Eine geradlinige Fortsetzung nach SO würde genau in die Röwersdorfer Senke einmünden (Karte II). Die Geradlinigkeit legt die Wahrscheinlichkeit einer Verbindung nahe. Die Störung würde, wäre ihre Annahme gerechtfertigt, von Eichau über Bielau nach Hennersdorf verlaufen. Die Bohrungsergebnisse von Neisse und Bielau bieten

einen Anhaltspunkt. Die Bielauer Bohrung, deren Profil *Gürich* aufstellte, hatte in 181 m Tiefe das marine Mittelmiozän noch nicht durchfahren, am Neißer Wasserwerk traf man das marine Mittelmiozän erst in einer Tiefe von 220 m an (21, S. 191 f.). Obwohl die Bohrungen östlich unserer Störung, also über der abgesunkenen Scholle liegen und somit unsere Annahme stützen würden, ist eine tektonische Auswertung ihrer Ergebnisse ein zweifelhaftes Unternehmen, da wir uns hier im Bereich des Senkungsfeldes des Patsckauer Grabens befinden. So kann es also zunächst nur bei einer Vermutung bleiben.

δ) Die Dislokationen des nördlichen Altvatergebirgsrandes.

Wir haben im Sudetenrandbruch der Westsudeten und im ostsudetischen Randbruch zwei Strukturlinien von außerordentlicher morphologischer Bedeutung kennen gelernt. Das Absinken der östlichen bzw. die Heraushebung der westlichen Scholle um einige 100 m ist die Ursache für die Entstehung der scharfen Gebirgsrandformen des Reichensteiner Gebirges und des Oppaberglandes. Sie sind die zerfurchten Hochkanten der gehobenen Krustenteile. Der Sudetenrandbruch setzt sich nach SO im Hauptgebirgsquerbruch fort, während die ostsudetische Randverwerfung augenscheinlich in nordwestlicher Richtung in das Gebirgsvorland hinausstreicht. Zwischen den beiden parallel verlaufenden Störungen vollzieht sich nun der Abfall des Altvatergebirges zum Neißevorland.

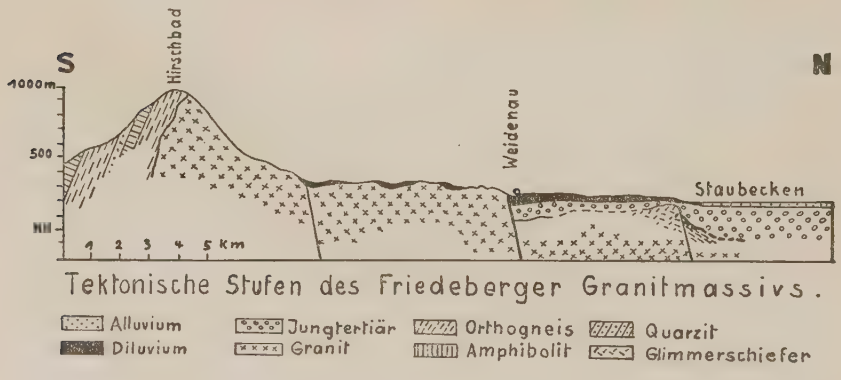
Während die Gebirgsränder des Oppaberglandes und des Reichensteiner Gebirges eine straffe Einheitlichkeit aufweisen, tritt uns im Zwischenstück eine andersartige Form der Randgestaltung entgegen. Der Gebirgsfuß zwischen Wildschütz und Langenbrück ist im Gelände zum Teil völlig verwischt. Ein Wechsel von tief in das Gebirge eingreifenden Flachlandsbuchten und sich absenkenden Kammfortsetzungen greift Platz (Abb. 1). Weit nach N vorspringende Grundgebirgsrippen ragen vereinzelt inselartig aus den tertiären und diluvialen Deckschichten auf. Im Gegensatz zu dem mauerartigen Charakter der benachbarten Gebirgsränder spaltet sich das Altvatergebirge im N in allmählich abfallende, im Gesteinsstreichen gelegene Kammkulissen auf, zwischen denen breite, trichterförmige Ausfallstäler oder beckenartige Erweiterungen eingeschaltet sind. Die außerordentlich starke Gliederung ist das kennzeichnende Merkmal des nördlichen Altvatergebirgsrandes.

Diese orographischen Verhältnisse schließen vom morphologischen Standpunkt eine tektonische Gebirgsbegrenzung durch eine einheitliche Randstörung aus. Das flache Abfallen einzelner Kämme deutet auf Flexuren. Stellenweise treten Steilstufen auf, doch ist es schwer, wie in allen Mittelgebirgen, geologisch ein-

wandfrei ihren Bruchcharakter zu ermitteln. Man wird in den seltensten Fällen Anhaltspunkte finden können. Wenn im folgenden eine Analyse der Randgestaltung versucht wird, so werden also in erster Linie morphologische Beobachtungen herangezogen werden müssen.

Die tektonische Stufenlandschaft des Friedeberger Granitmassivs.

Wir wenden uns zunächst dem westlichen Abschnitt, dem Abfall des Nesselkoppenkammes zur Neißeniederung zu, da hier die Verhältnisse am übersichtlichsten sind. Er ist charakterisiert durch einen Wechsel von Steilstufen und breiten Niveauflächen. Auf dem bis fast 1000 m aufragenden Nesselkoppenkamm haben sich trotz seiner nach N vorgeschobenen Lage Teile der alten Landoberfläche erhalten können. Der Kamm öffnet sich hufeisenförmig nach N gegen das Friedeberg-Weidenauer Hügelland, dessen mittlere Höhe nur etwa 380—400 m beträgt. Der rasche Höhenwechsel um 600 m vollzieht sich auf einer Strecke von nur 2,5 km, weshalb *Götzinger* hier einen OW-Bruch längs der Schwarzwassersenke annahm (62 S. 89). Das Weidenau-Friedeberger Hügelland stellt eine abgesunkene Scholle des Nesselkoppenkammes dar. Naturgemäß ist ein Bruch in einem homogenen Massengestein wie hier im Granit schwieriger nachzuweisen als in Schichtgesteinen. Es gelang *Götzinger* jedenfalls nicht, geologische Belege beizubringen. Aber dessen ungeachtet ist vom morphologischen Standpunkt an der tektonischen Ursache dieser Steilstufe nicht zu zweifeln. Eine Flexur von diesem Umfang ist in hartem Granit jedenfalls weniger vorstellbar.



Profil I

Das Weidenau-Friedeberger Hügelland wird im N fast gradlinig von einer steilen, etwa 80 m hohen, markanten Geländestufe abgeschnitten, längs deren der Weidenbach westöstlich fließt. Sie ist zugleich eine scharfe geologische Grenze, denn an ihr setzt sich die Hochkante des Friedeberger Granits gegen die diluviale Lehmplattenlandschaft von Kalkau und Rathmannsdorf ab. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß an dieser Stufe der Granit durch eine Verwerfung abgesunken ist. So hatte schon *Friedensburg* von einem 200 m mächti-

gen Tertiär bei Barzdorf berichtet (72 S. 162), während bei Alt-Wilmsdorf das Grundgebirge in 97 m und bei Stübendorf in 32,4 m Tiefe erbohrt ist (24 S. 189). Die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges weist nach diesen Angaben ein stärkeres Relief auf, das vom Miozän ausgeglichen und vom Diluvium überdeckt wird. Setzen wir die mittlere Höhe des Grundgebirges unter der Lehmplattenlandschaft mit ca. 150 m über NN an, so ergäbe sich längs des Weidenauer WO-Bruches eine Sprunghöhe von fast 200 m.

An die Lehmplattenlandschaft von Kalkau und Rathmannsdorf schließt sich nach N die Neißeniederung. Das Neißetal zwischen Patschkau und Neiße weitet sich stellenweise über 4 km aus. Die außerordentliche Talbreite steht in keinem normalen Verhältnis zur Größe des Flusses. Die nördliche kristalline Scholle aus Gneisen und Amphiboliten bricht bei Neuhaus steilwandig ab, was man allgemein als Anzeichen einer Störung betrachtet (vgl. 77 Karte auf S. 435). Das von *Behr* und *von zur Mühlen* gezeichnete Profil durch das Neißetal (21 S. 189) zeigt am südlichen Talrand bei Stübendorf eine Verwerfung von Gneis gegen Glimmerschiefer. Junge tektonische Bewegungen entlang dieser Verwerfung ergaben sich aus den Niveauunterschieden der Oberkante des marinen Mittelmiozäns der Bohrungen von Bauke, Bielau und Neiße (21 S. 192). Die große Mächtigkeit des Tertiärs unter der Neißetalsohle ist allein durch eine Schollenabsenkung zu erklären. Die Störungen am N- und S-Rand des Tales begrenzen ein schmales westöstlich streichendes Senkungsfeld, den sog. Patschkauer Graben.

Er bildet den nördlichen Abschluß einer nach N absinkenden „tektonischen Stufenlandschaft" des Friedeberger Granitmassivs. Drei Ostwestbrüche zerlegen das Massiv in vier gestaffelte Schollen: Nesselkoppenkamm, Weidenau-Friedeberger Hügelland, Lehmplattenlandschaft von Kalkau und schließlich der Patschkauer Graben (Profil I). Entsprechend der Abnahme der Sprunghöhe nach N verlieren im Landschaftsbild die Steilstufen an morphologischer Wirkung. Sie wird im Bereich des Neißetales durch die tertiäre Zuschüttung und die diluviale Überdeckung stark abgeschwächt.

Die Verwerfungen klingen am Westrand der allmählichen Absenkung des Nesselkoppenkammes über den Hemmberg (731 m) G. Ulmrich (601 m), Nieder Berg (553 m), Salzberg (451 m), Steinhübel (404 m) und den Steinberg (353 m) aus. Es ist auffallend, daß die WO-Störungen ausschließlich im Granit liegen und im Kontakthof der Groß Kunzendorfer Schichten in eine Abbiegung übergehen. Diese Tatsache dürfte in einer größeren Plastizität und Biegsamkeit der Groß-Kunzendorfer Serie gegenüber dem Granit begründet sein. Sie dürfte aber auch auf eine Abnahme der Krustenspannung nach O zurückzuführen sein. Damit ist die Bindung der WO-Störungen an die tektonischen Vorgänge am Sudetenrandbruch wahrscheinlich. Die schnelle Abnahme der Sprunghöhe längs des Sudetenrandbruches nach SO — am Gemärke ist sie fast völlig aufgehoben — und die Schollenabsenkungen im Friedeberger Granit entsprechen sich. Die WO-Störungen sind augenscheinlich im Ge-

folge der großen westsudetischen Randverwerfung entstanden.

Der Nordabfall der Bischofskoppe. Das Zuckmantler Becken. Im östlichen Abschnitt des Altvatergebirgsrandes liegen die Verhältnisse ungleich komplizierter. Der weit nach N vorspringende Holzberg (542 m) trennt die Tieflandsbuchten von Niklasdorf-Sandhübel und Zuckmantel. Beide Buchten werden gegen das Gebirgsvorland von Diluvialschwellen abgeriegelt, sodaß sie, rein morphologisch gesehen, Becken darstellen. Wir werden also von einem Niklasdorfer und einem Zuckmantler Becken zu sprechen haben. Wenden wir uns dem letzteren zu.

Es wird vom Holzberg im W, der Querberggruppe im S und der Bischofskoppe samt ihren Vorbergen im O begrenzt. Seine Breite von 2—3 km steht im Widerspruch zu den bescheidenen Entwässerungsadern des Gold- und Miserichbaches. Es kann sich hier nicht um das Ergebnis einer breit entwickelten Seitenerosion dieser Gewässer handeln, sondern allem Anschein nach spielten tektonische Vorgänge eine wesentliche Rolle. Längs der Linie Miserichhof-Zuckmantel bricht der Kulm des Rochusberges geradlinig und scharf über dem vom Diluvium erfüllten Becken ab. Die Kante ist besonders deutlich unmittelbar östlich von Zuckmantel ausgeprägt. Daß hier nur eine Störung vorliegen kann, hat schon *Stejskal* betont. Nach ihm verläuft der Bruch parallel zum ostsudetischen Randbruch von Zuckmantel nach Ziegenhals (212 S. 454 u. Fig. 1). Im Miserichbachtal fällt er mit der Grenze von Kulm und Mitteldevon (Tonschiefer, Kalke und Diabase) zusammen und setzt sich nach N im Bieletal unterhalb Ziegenhals fort. Die Störung hat hier den Abbruch des Quarzitschiefers am linken Bieletalhang (Fink-Berg NNW Ziegenhals) bewirkt; denn östlich von ihr liegt er tief unter einer diluvialen und tertiären Decke. Im S klingt die Störung auf dem Vorwitzer Sattel aus.

Weitere Anzeichen für die tektonische Anlage des Beckens ergeben sich aus den Beziehungen des Holzberges zur Querberggruppe. Der Querberg (972 m) hat seinen Namen zufolge seines auffallenden orographischen Streichens quer zu den anderen Kammlinien erhalten. Es ist bedingt durch ein Umschwenken der Würbenthaler Gesteinszüge aus der NS- in die NW-Richtung, sodaß sich also orographisches und Schichtstreichen entsprechen. Die Umbiegung erfolgt am SO-Ende der Kammplattung. Entlang des Kammes streichen die Gesteine in nordwestlicher Richtung, schwenken aber an dessen nordwestlichem Ende in die nördliche und nordöstliche Richtung ein, sodaß auf der Hinterkoppe des Holzberges der Quarzit N 45° O streicht. Somit liegt die Absenkung des Zuckmantler Beckens im Innenraum dieser nach W ausladenden Gesteinsschlinge. Das Würbenthaler Devon erfährt zwischen Holzberg und Querberg eine außerordentlich starke Absenkung um fast 500 m, wodurch die Steilheit des nördlichen Querbergabfalles bedingt ist. Er ist deutlich gestuft. Der kahle Berg (669 m), Schloßberg (695 m) und der Zitterhügel (730 m) schieben sich zwischen Kamm und Becken ein. Im Uhustein (810 m) ist eine höhere Stufe vorhanden. Dies spricht gegen eine gleichmäßig abfallende Flexur. Die Stufen scheinen vielmehr bruchtektonischen Ursprungs zu sein. Zu dieser Deutung gelangt man durch Beobachtungen am südöstlichen Ende des Kammes, unmittelbar unter der Kote 918. Der Kamm bricht hier längs einer NNW streichenden steilen quarzitischen Felswand jäh ab. Sie ist prall und wenig gegliedert. *Waagen* hat auf die Bedeutung von Steilwänden für das Erkennen von Verwerfungen hingewiesen, zumal wenn es sich um solche im Mittelgebirge handelt (221 S. 319 ff.). Es besteht gar kein Zweifel, daß wir hier eine Bruchwand vor uns

haben. Wenn es auch nicht gelang, weitere Wände festzustellen, die sich in einer bestimmten Richtung einordnen ließen[11]), so ist zumindest erwiesen, daß der Nordhang des Querberges keine Flexur darstellt. Der Gesteinszusammenhang ist zerrissen. Dadurch wird auch der Stufenbau erklärbar. Offenbar geht eine zum Zuckmantler Becken abfallende Bruchstaffel nieder.

Der Holzberg ist demnach die abgesunkene Fortsetzung der Querberggruppe. Seine Quarzitbänke fallen flach und ungestört gegen das Zuckmantler Becken ein. Der Beckenboden, der nur im O und S durch Brüche begrenzt wird, ist nach O gegen die Zuckmantler Störung eingekippt.

Zwischen dem Zuckmantler Bruch und der ostsudetischen Randstörung ragt die Berggruppe der Bischofskoppe auf. In diesem spitzen Grundgebirgsende des Oppaberglandes zwischen dem Gebirgsrand und den beiden Störungen mußte es naturgemäß zu großen tektonischen Spannungen gekommen sein. Ob sie sich wie am Nordabfall des Querbergs in einer Bruchstaffel ausgelöst haben, ist schwer zu entscheiden. *Stejskal* hatte in der Aufbruchszone des Sternberg-Bennischer Devonzuges mehrere Querdislokationen feststellen können (212 Fig. 1), doch zeigt ihre Lage im heutigen Relief, daß sie während der tertiären Gebirgsheraushebung morphologisch nicht wirksam geworden sind. Wenn nun der stufenförmige Abfall die Vermutung von jungen Querverwerfungen nahe legt, so konnte ihr Nachweis im Kulm selbst nicht erbracht werden. Die Lösung dieser Frage muß daher eingehenden geologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben[12]).

Aus den bisherigen Ausführungen war zu ersehen, daß die Formen des Altvatergebirgsrandes in seinem westlichen und östlichen Abschnitt ihre Gestaltung vor allem bruchtektonischen Vorgängen verdanken. Im Mittelteil weitet sich zwischen dem Goldkoppen-Rehbergzug und dem Nesselkoppenkamm das breite Ausfallstor des Bieletales. Es wurde schon bei der Erörterung der Schollenabsenkung im Friedeberger Granitgebiet darauf hingewiesen, daß in der nordöstlich gerichteten Absenkung des Nesselkoppenkammes nur eine Schichtenabbiegung vorliegt. Das gleiche ist für den Goldkoppen-Rehbergzug anzunehmen. Die orometrischen Verhältnisse zeigen jedenfalls eine stetige Abnahme der Gipfelhöhen nach NO: Goldkoppe 908 m, Grüner Berg 835 m, Strittberg 755 m, unbenannter Berg mit Kote 675, Weißer Stein 610 m, Rehberg 611 m und der jenseits des Elsnitztales gelegene Holzberg 542 m (Abb. 1). Beide Bergzüge divergieren nach dem Gebirgsvorland hin und begrenzen ein dreieckiges Grundgebirgsstück, das in einzelnen Inseln aus der diluvialen und tertiären Bedeckung aufragt. Es reicht nach O bis zum Unterlauf der Freiwaldauer Biele. Aus der Höhenlage der einzelnen Grundgebirgsinseln ist zu entnehmen, daß es flach nach NO geneigt ist. In diesem Bereich sind von *Götzinger* bzw. *Rosiwal* keine Störungen in die geologische Karte des Reichensteiner Gebirges (238) eingetragen worden. Doch wird in den Erläuterungen betont, daß Rosiwal, dessen Kartierungsarbeit im ehemals österreichischen Gebiet dieser Karte zu Grunde liegt, wohl Störungen bekannt waren, daß sie aber kartographisch nicht mehr genau fixiert werden konnten (62 S. 80). *Wilschowitz* (223) verzeichnet auf seiner tektonischen Skizze eine Störung längs des mittleren Bielelaufes von Freiwaldau bis Ziegenhals, ohne jedoch seine Annahme zu begründen.

---

[11]) Statt dessen ist jedoch als Fortsetzung eine sehr deutlich ausgeprägte, gleichgerichtete Hangversteilung zu beobachten.

[12]) Spezialuntersuchungen des bereits vor dem 1. 10. 1938 reichsdeutschen Anteils des ostsudetischen Devons werden zur Zeit von Herrn *Stock*, Breslau, durchgeführt.

Allem Anschein nach liegt hier im Hinblick auf die schärferen Abdachungsformen westlich und östlich davon nur ein Abbiegen der Gesteinszüge vor. Das dreieckige Grundgebirgsstück zwischen dem Hemmberg-Steinbergzug und der Bergreihe von der Goldkoppe bis zum Holzberg stellt diesen gegenüber eine tiefere Einwalmung dar.

Fassen wir das Gesagte kurz zusammen, so ergibt sich: Die starke Gliederung des nördlichen Altvatergebirgsrandes ist in der Verschiedenartigkeit der Form und Intensität der oligo-miozänen Deformation begründet. Bruchtektonische Vorgänge sind im Zusammenhang mit den großen Randstörungen an den westlichen und östlichen Abschnitt des Gebirgsrandes gebunden, während in seinem mittleren Bereich Abbiegungen vorliegen.

Der Unterschied in der Randgestaltung im Vergleich mit den anschließenden Gebirgsrändern liegt darin, daß diese in ihrer NW-SO-Erstreckung mit großen Randverwerfungen zusammenfallen, während der OW gerichtete Altvatergebirgsabfall schräg dazu streicht. Eine durchgehende Randstörung, so wie sie *Klement* kartenmäßig in ihrem Verlauf darstellt (107, Karte), ist nicht vorhanden.

e) Der südöstliche Altvatergebirgswalm.

Die orographischen Verhältnisse zeigen im Oppabergland ein allmähliches Übergehen der alten Landoberfläche des Altvatergebirges in das Rumpfplateau des Gesenkes. Das Bild ändert sich, wenn wir in südwestlicher Richtung den Oppalauf unterhalb von Würbenthal überschreiten. Von Freudenthal aus gesehen erscheint der Zug der Hohen Haide als ein mächtig emporgehobenes Gebirge mit einem deutlichen Abfall zum Gesenke.

Mit den tektonischen Beziehungen von Altvatergebirge und Gesenke haben sich die Untersuchungen *Hassingers* befaßt. Er wies darauf hin, daß der Höhenunterschied nicht aus dem petrographischen Gegensatz — mit der Abwalmung fällt die Grenze von Kulm und Würbenthaler Devon zusammen — zu erklären sei, da der Kulm hier längs einer Denudationsgrenze abschließt und somit umgekehrt die unterschiedlichen Höhenverhältnisse den Gesteinsunterschied bedingt haben (85 S. 19). Vielmehr sei als Ursache des Gegensatzes von Altvatergebirge und Gesenke eine Ungleichheit der Intensität der Krustenbewegungen anzusehen. Sie hat sich nicht in einem Bruch geäußert, sondern hat nur in einer Verbiegung ihren Ausdruck gefunden (85 S. 27).

Da aber *Hassinger* auch für das Altvatergebirge eine vollkommene Rumpffläche vor den tertiären Dislokationen annahm (85, S. 26), so fallen die Hebungsbeträge für das Mittelgebirge zu hoch aus. Er gibt für das Gesenke eine Hebung von 200—300 m und für das Altvatergebirge eine solche von 1000 m an (85, S. 24). Dies ergäbe einen Unterschied in der Hebungsintensität von 700—800 m.

Die Erörterungen bezüglich der Genese der alten Landoberfläche des Altvatergebirges haben jedoch erwiesen, daß sie vor dem Einsetzen der Horstbildung eine Reliefenergie von maximal

500 m besaß, also die Gesenkerumpfplatte bereits um diesen Betrag überragte. Aus dieser Tatsache ist demnach nur ein Hebungsunterschied von 200—300 m zu berechnen. Sie erklärt dann auch den Umstand, weshalb am SO-Walm des Mittelgebirges die Gesteinskruste nur abgebogen, nicht aber an einem Bruch verworfen ist. Es wäre jedenfalls unvorstellbar, daß ein starrer Gebirgsrumpf, wenn er auf so geringer Strecke um 800 m disloziert wird, nur eine Verbiegung erfährt, zumal, wenn man die Sprunghöhen der großen Randstörungen zum Vergleich heranzieht[13]).

Die große SO-Abwalmung setzt sich nach N nicht über den Oppalauf fort, sondern klingt in dem flachen südöstlichen Absinken des Oppaberglandes gegen die Troppauer Bucht aus. Dies entspricht der intensiveren Heraushebung des nordwestlichen Gesenkeabschnitts, wie sie aus der Zunahme der Sprunghöhe des ostsudetischen Randbruches zu ersehen war.

III. Die Terrassensysteme des Altvatergebirges und ihre Bedeutung für die Entwicklung der alten Landoberfläche

Die Horstbildung der Gebirge zwischen dem schlesischen Tiefland, der Neißesenke und dem Olmützer Becken, die Zerlegung in Längsschollen, Staffelbrüche, die Einwalmungen und Abbiegungen mußten naturgemäß weitgehende Wirkungen auf die Anordnung des Gewässernetzes sowie die Talgestaltung haben. Daß es sich hierbei nicht um eine einmalige, gleichmäßige Hebung des Gebirgsblockes handelt, ist durch die im Altvatergebirge auftretenden Terrassensysteme erwiesen.

Klement hat hier drei Terrassensysteme ausgeschieden, die sowohl im March-Mittelbord- und Teßtal als auch im Freiwaldauer Becken auftreten (vgl. Karte in 107). Es gelang ihm, den Zusammenhang des ersten Terrassensystems des oberen Marchtales mit der 450 m hohen tortonischen Abrasionplatte am rechten Gehänge der March zwischen Hohenstadt und Müglitz nachzuweisen und damit das tortonische Alter des ersten Terrassensystems sicher zu stellen. Die beiden anderen Systeme fallen, wie stratigraphische Belege bewiesen haben, noch in das Miozän (107 S. 43).

Aber noch vor der mittelmiozänen Transgression war bereits die Horstbildung erfolgt. Es erhebt sich somit die Frage: kann dieser Hebungsprozeß durch ältere Talbodenreste nachgewiesen

---

[13]) Da *Hassinger* von der Vorstellung einer das Altvatergebirge und Gesenke umfassenden Rumpffläche ausgeht und nach ihm der Höhenunterschied von beiden allein auf die tertiären Gebirgsbewegungen zurückzuführen ist, so ergibt sich für die Denudationsgrenze des Kulms längs der SO-Abwalmung folgerichtig ein tertiäres Alter. Nun bestand ein Höhenunterschied aber bereits vor dem Einsetzen der tertiären Dislokationen, was beweisend für ein höheres Alter der Denudationsgrenze ist. Sie ist sicherlich gleichalt mit der Entstehung der alten Landober- bzw. Rumpffläche, also triadisch.

werden? Da dieser untermiozäne Vorgang, wie bereits dargetan, den Gegensatz von Mittelgebirge und Gesenkplateau schuf, so muß vor allem die morphologische Analyse eines Flußsystems, dessen Einzugsgebiet räumlich auf beide übergreift, dazu geeignet sein, eine Klärung dieser Frage zu bringen. Aus diesem Grunde soll die Talgestaltung des Oppaquellgebietes einer dahingehenden Untersuchung unterzogen werden.

a) Die morphologische Analyse der Oppaquelltäler.

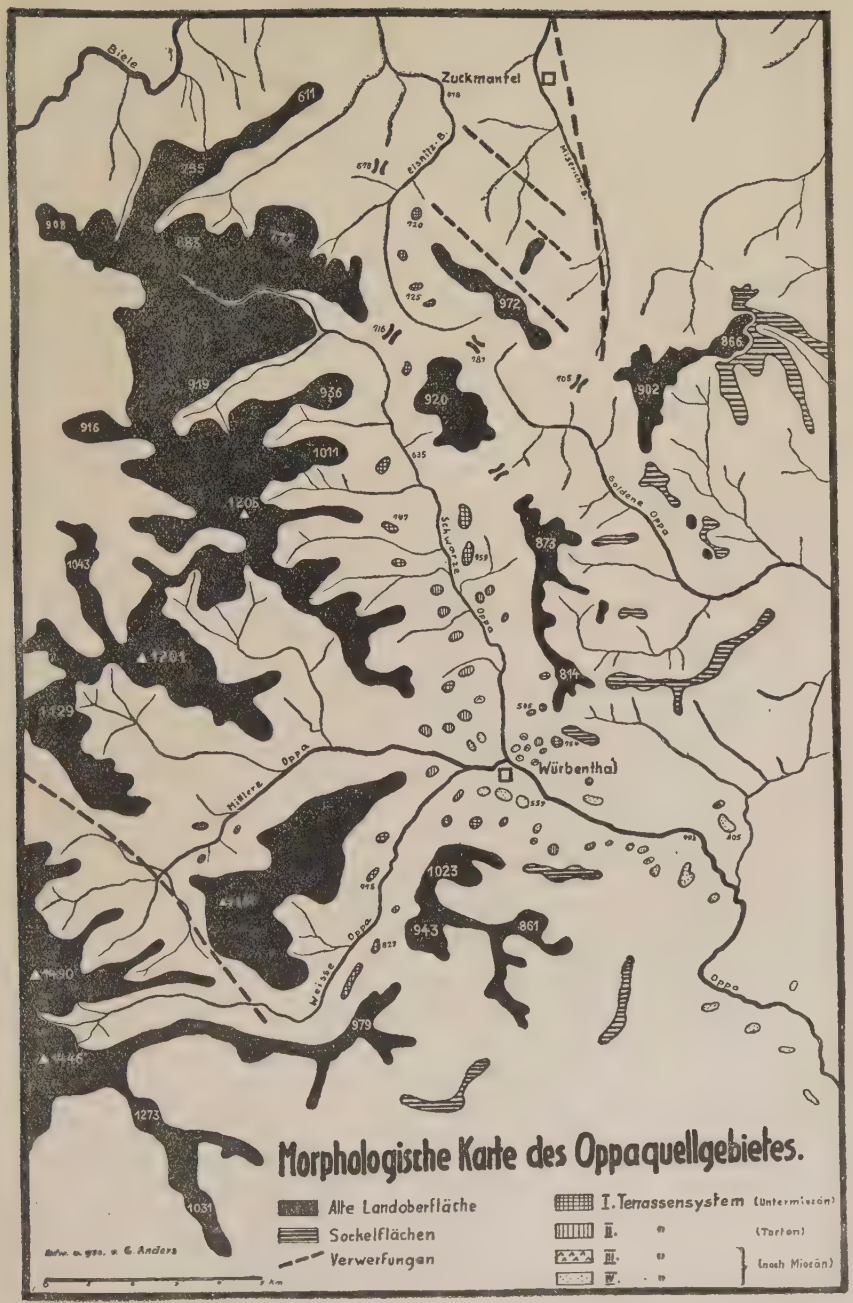
Die Schwarze Oppa entspringt am Osthang des Geiersberges in der Nähe der Geiersbergbaude in 852 m Höhe. Sie fließt zunächst in nordöstlicher Richtung im dichtbewaldeten Grund „In der Oppa" bis zur Einmündung jenes Entwässerungsgrabens, der von NW aus dem Moosebruch von Reihwiesen hervorquillt. Hier biegt sie rechtwinklig in die SSO-Richtung ein und betritt ein sich immer mehr ausweitendes Tal, das im N seinen Abschluß im Reihwiesener Sattel (716 m) findet, nach S sich aber beckenartig bis zum Zusammenfluß der Weißen und Mittleren Oppa bei Würbenthal erweitert. Das Talstück zwischen der Brandel-Brettmühle und der Vogelsangmühle geht durch die Würbenthaler Devonquarzite und ist daher relativ eng angelegt. Dann strömt sie mit ausgeglichener Gefällskurve in die weichere Zone der N-S streichenden Tonschiefer ein, wobei das Tal auffällig an Breite gewinnt. Es ist bis Würbenthal ein Schichttal. Von da ab quert es als Durchbruchstal die obere Serie des Würbenthaler Devons, um in das Gesenke hinaus zu ziehen. Die Talgehänge sind im SSO gerichteten Laufstück asymmetrisch. Der Grund hierfür liegt in der Schichtstellung des Devons, das von den Urlichgneiskuppen gegen O unter die oberdevonischen Engelsberger Schichten einfällt. Die flachere westliche Böschung liegt im Schichtfallen, während am steileren östlichen Talgehänge die Schichtköpfe anstehen. Wir haben ein asymmetrisches Monoklinaltal vor uns.

Bei solchen Lagerungsverhältnissen im heterogenen Gestein ist die Berücksichtigung des Gesteinswechsels von großer Wichtigkeit für die Rekonstruktion der Terrassensysteme. Hangknicke und flache Hangstücke können gesteinsbedingt sein. Dies würde in unserem Falle vor allem für die anstehenden Quarzithorizonte gelten. Doch zeigen die Verhältnisse im Tal der Schwarzen Oppa, daß die Niveaus der Terrassensysteme ohne Rücksicht auf das Anstehende entsprechende Höhen wahren. Die Terrassensformen durchschneiden also die geologische Struktur. Die Systeme der Hangverebnungen stellen somit alte Talbodenreste dar.

Wir können deren vier ausscheiden (vgl. Karte III u. Profil II).

1) Das höchstgelegene Terrassensystem tritt uns in den etwa 750 m hohen Hangverflachungen der östlichen Bergkulissen des Urlichzuges entgegen[14]), die durch die Kerbtäler der zur Schwarzen Oppa her-

[14]) z. T. auf Abb. 2 am linken Hangprofil des Kobersteins (unmittelbar hinter der Einsattelung) zu beobachten.


Biele
Zuckmantel
Eisenitz-B.
Mistrinka-B.
611
735
908
777
972
866
919
936
920
902
916
1011
1206
Goldene Oppa
873
1043
Steinerne
Oppa
1201
814
1429
Würbenthal
Mittlere Oppa
1023
943
861
Weisse Oppa
1430
979
1446
1273
1031
Morphologische Karte des Oppaquellgebietes.
Alte Landoberfläche
Sockelflächen
Verwerfungen
I. Terrassensystem (Untermiozän)
II. " (Tarton)
III. " } (nach Miozän)
IV. "
Entw. u. gez. v. G. Anders

Karte III

abrinnenden Seifenbäche (Quarkseifen, Quinkseifen, Mothseifen und Weiße Seifen) aus dem Kamm herausgeschnitten sind. So am Bimberg in ca. 750 m, an der Hofchaulehne bei 747 m, am Quinkfelsen in etwa gleicher Höhenlage. Weiter südlich sind die Formen verwischt und nicht mehr erkennbar. Am O-Hang des Raubersteins tritt im gleichen Niveau bei 755 m wieder eine Verflachung auf; desgleichen am Schloßberg. Das Terrassensystem läßt sich weiter die Weiße Oppa aufwärts verfolgen, wo es am Bittnerberg bereits auf 775 m ansteigt, westlich des Öhlberges am rechten Talgehänge bei 827 m auftritt und auf demselben Hang kurz vor Karlsbrunn in einer ca. 850 m hohen Leiste endet. Auf dem gegenüberliegenden Talhang des Raubersteins und Schloßberges entspricht diesem Terrassensystem eine Hangverflachung bei Kote 754. Verebnungen sind von da aus nordwärts längs der Lehne des Hochschaarspitz-Tannenberg-Kammes bis zum Mühlberg (759 m) zu beobachten. Sie greifen sogar über den Reihwiesener Sattel (716 m) hinaus und treten uns in den ca. 720—730 m hohen Hangverflachungen des südwestlichen Querberghanges entgegen. Am nordwestlichen Ende des Querbergkammes streichen sie in der Luft aus.

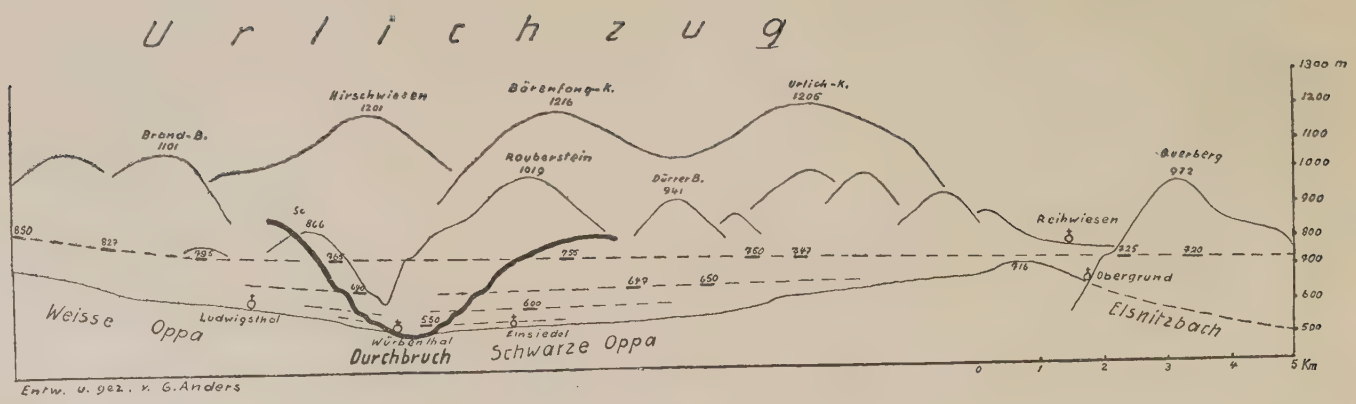
Es ist eine auffallende Feststellung, daß dieses Terrassensystem (=1.Terrassensystem) nur im Längstalstück der Weißen und der Schwarzen Oppa anzutreffen ist, abgesehen von einigen diesem System zuzurechnenden alten Talbodenresten der Mittleren Oppa zwischen dem Zitterberg und Leierberg. Es setzt sich nicht im Quertal unterhalb Würbenthal fort (vgl. Karte III). Das Terrassensystem neigt sich von 850 m Höhe bei Karlsbrunn bis auf 720 m am Querberg und bricht hier ab. Dies deutet auf andere Abdachungsverhältnisse hin (Profil II). Wir werden aus dieser Tatsache noch die morphogenetischen Schlüsse zu ziehen haben.

2) Ein zweites Talterrassensystem liegt bei etwa 650 m. Es ist besonders gut am rechten Gehänge der Schwaren Oppa unterhalb der Vogelsangmühle bis Würbenthal erhalten, von wo es in das Quertalstück weiter zu verfolgen ist. Verflächungen dieses Niveaus treten auf dem linken Hang südlich des Mühlberges auf. Eine deutliche Verebnung ist in 650 m Höhe an der Stillstandlehne nördlich von Würbenthal zu beobachten. Doch sind auf der linken Talflanke die Terrassenansätze größtenteils vollkommen verwischt.

3) Das dritte Terrassensystem setzt erst in der beckenartigen Erweiterung bei Würbenthal ein. Reste liegen 600 m hoch unmittelbar am Kalkofen von Einsiedel sowie in gleicher Höhe nördlich von Würbenthal, dann aber auch zu beiden Seiten des Alt-Karlsthaler Teilstückes (vgl. Karte III).

4) Das vierte Terrassensystem ist wieder sehr deutlich entwickelt. Um Würbenthal hat es ein Niveau von 550 m und sinkt talabwärts bis auf 500 m bei Markersdorf.

Von einer weiteren Verfolgung der Terrassen im Gesenke konnte Abstand genommen werden, da sie für unsere morphogenetischen Folgerungen unwesentlich ist. Uns war es darum zu tun, den Nachweis von vier Terrassensystemen zu erbringen. Sie liegen im Würbenthaler Talkessel stockwerkartig übereinander. Am linken Oppagehänge nördlich von Würbenthal sind sie besonders gut erhalten. Das höchste Terrassensystem liegt hier bei Kote 754, das zweite bei 650 m, das dritte bei 600 m und das vierte in 550 m Höhe. Die Erosionsbeträge zwischen den Terrassensystemen betragen demnach von oben nach unten: 100 m, 50 m und 50 m. Es ist also hinsichtlich der Erosionsintensität eine sprunghafte Abnahme zwischen System 2 und 3 festzustellen; zwischen 2 und 4 liegen gleiche Erosionsbeträge.



Profil II

Längsprofil durch das Tal der Schwarzen und Weißen Oppa

b) Das Alter der Terrassensysteme und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der tertiären tektonischen Vorgänge in den Ostsudeten.

Während *Klement* auf seiner morphologischen Karte nur drei Terrassensysteme ausgeschieden hat, sind im Oppaquellgebiet deren vier zu beobachten. Doch bemerkt er, daß im Bieletal bei 800 m deutlich Terrassenreste erhalten sind (107, S. 40), die demnach unserem ersten System des Oppatales entsprechen würden. Auch in seinem Längsprofil des March-Mittelbordtales gibt er in etwa 100 m Höhe über seinem obersten System Verebnungen an, die er als wahrscheinlich untermiozän bezeichnet (107, S. 35). Wenn wir nun diese Verebnungsreste zu einem System zusammenfassen, so liegen also in diesen Tälern ebenfalls vier Terrassensysteme vor. Es würde dann das 1. System *Klements* unserem 2. System gleichzusetzen sein. Eine Übereinstimmung der Terrassensysteme der Flußgebiete äußert sich auch in den vertikalen Erosionsbeträgen.

	Erosionsbeträge		
Terrassensystem	March bei Hannsdorf[15])	Biele bei Freiwaldau	Oppa bei Würbenthal
1.—2.	100 m	130 m	100 m
2.—3.	45 m	95 m	50 m
3.—4.	60 m	95 m	50 m
Summe der Erosionsbeträge	205 m	320 m	200 m

Es ist hierbei jedoch zu berücksichtigen, daß infolge der schon früher betonten intensiveren Heraushebung der zentralen Gebirgsteile die Erosionsbeträge des Bielesystems naturgemäß höher ausfallen mußten als jene des March- und Oppasystems. Doch ist eine Übereinstimmung darin gegeben, daß in allen Tälern der größte Erosionsbetrag zwischen dem 1. und 2. Terrassensystem gelegen ist und die folgenden konstant sind. Die Erosionsintensität der ersten Hebungsphase war weitaus die größte und gleichmäßigste.

Für ihre Altersbestimmung und diejenige des 1. Terrassensystems haben wir folgende Anhaltspunkte. Wie bereits erwähnt, fand *Hassinger* im prämittelmiozänen, verlassenen Mohratalboden von Wigstadl Gerölle des Altvatergebirges, woraus er auf eine untermiozäne oder gar oligozäne Horst- und Walmbildung schloß (85, S.54) und vermutete, wie nach ihm auch *Klement* (107,

[15]) Nach Angaben von *Klement* (107).

S. 41), daß diese Vorgänge zeitlich mit der Entstehung des Sudentenrandbruches zusammenfallen.

Gegen diese Auffassung von der gleichzeitigen Bildung des Sudetenrand- und damit auch des Hauptgebirgsquerbruches[16]) sowie des Gegensatzes von Altvatergebirge und Gesenkeplateau sprechen folgende Tatsachen:

Das 1. Terrassensystem des Oppaquellgebietes führt nicht entlang des heutigen Flusses in das Gesenke, sondern zeigt im Talzuge der Weißen und Schwarzen Oppa ein Gefälle nach N über den Reihwiesener Sattel bis zum NW-Ende des Querbergkammes (Profil 2). Augenscheinlich handelt es sich um ein altes Schichttal, das im Schichtstreichen des Würbenthaler Devons angelegt worden ist und nach N entwässerte. Sein alter Talboden lag zwischen der alten Landoberfläche des Urlichzuges im W und einem zusammenhängenden alten Kammzug vom Langen Kamm bei Karlsbrunn bis zum Querberg im O. Das Durchbruchstal unterhalb Würbenthal, das bereits vom 2. Terrassensystem begleitet wird, ist jünger. Seine Bildung steht im Zusammenhang mit der Entstehung des südöstlichen Altvatergebirgswalmes. Er schuf eine nach SO gerichtete Abdachung, auf der die Folgeflüsse rückwärts einschnitten, was zu Anzapfungserscheinungen führte. So ist das jüngere Quertal unterhalb Würbenthal von einem Folgefluß des Altvaterwalmes angelegt worden, dessen Regression zur Anzapfung des alten nordgerichteten Oppaschichttales führte. Es ist dies eine Erscheinung, wie sie *Hassinger* auch für die Flußentwicklung des Gesenkes nachgewiesen hat (85, S. 34 ff. u. Fig. 1). Wenn wir mit *Hassinger* eine untermiozäne Entstehung des Altvaterwalmes annehmen, so ist das alte Schichttal des 1. Oppaterrassensystems wahrscheinlich noch in den Anfang des Untermiozäns zu stellen. Es wäre dann gleich alt mit dem Freudenthaler Schichttal *Hassingers* (85, S. 35, Fig. 1), gleichalt aber auch mit den höchsten Talbodenresten des westlichen Berglandes, die *Klement* für untermiozän hält. (107 Längsprofil, S. 35). Nach der Parallelisierung der Terrassensystem können wir demnach auch mit Sicherheit auf ein gleiches Alter der 800 m-Verebnungen des Freiwaldauer Beckens schließen.

Da nun die Bildung des Altvaterwalmes jünger ist als das untermiozäne 1. Terrassensystem, dieses Terrassensystem im Freiwaldauer Becken aber nicht verworfen ist, so sind die Schollenbewegungen längs des Hauptgebirgsquerbruches und damit des Sudetenrandbruches jedenfalls älter als untermiozän. Mithin ist die Auffassung einer Gleichzeitigkeit von Walm- und Sudetenrandbruchentstehung, wie sie von *Klement* und *Hassinger* vertreten wurde, nicht haltbar. Die Anlage des Sudeten-

[16]) Beide Brüche gehen am Gemärke ineinander über, bilden also eine einheitliche, gleichgerichtete Störung.

randbruches und seiner südöstlichen Fortsetzung im Hauptgebirgsquerbruch ist somit sicher oligozän, während der südöstliche Walm im ausgehenden Untermiozän entstanden ist.

Nach *Mikula* erfolgte der Abbruch des Gesenkes gegen das Olmützer Becken im Untermiozän (151, S. 43), was mit der Tatsache übereinstimmt, daß die Terrassensysteme des westlichen Altvatergebirges ungestört in die mittelmiozänen Strandterrassen des Hannahochlandes übergehen. Für den ostsudetischen Randbruch ist eine obere zeitliche Grenze durch die Tatsache gegeben, daß er die mittelmiozänen Abrasionsplattformen von Wildgrund und des Hotzenplotzer Hügellandes (vgl. Kap. C VI b) nicht vertikal gegeneinander verschoben hat. Es ist also diese Störung vormittelmiozän und wahrscheinlich gleichalt mit dem Altvaterwalm und dem Randbruch des Gesenkes gegen das Marchbecken. *Hassinger* konnte auf Grund der Talstufe des alten Mohratales am Gesenkerand gegen die Oder-Betschwasenke eine Absenkung vor der mittelmiozänen Transgression schließen (85, S. 53). Sie scheint wie die bereits erwähnten Dislokationen des Gesenkes gleichfalls untermiozän zu sein.

So gelangen wir zum Schluß, daß die Dislokationen der Ostsudeten jünger sind als die der Westsudeten. Die Störungen im westsudetischen Bereich sind nach *Lepplas* und *Frechs* Schlüssen oligozänen Alters. Wie sich aus den morphogenetischen Folgerungen der Verhältnisse im Freiwaldauer Becken ergab, ist der Hauptgebirgsquerbruch des Altvatergebirges gleichaltrig, was nun auch in zeitlicher Beziehung die Einheitlichkeit von Sudetenrandbruch und Hauptgebirgsquerbruch erweist. Er bewirkte die Heraushebung der Altvaterhauptkammscholle über die übrigen Gebirgsteile. Am Ende des Untermiozäns setzte dann die Horstbildung des gesamten ostsudetischen Gebirgsblockes ein und im Zusammenhang damit auch die Entstehung des Altvaterwalms. In diese Bewegung fällt der große Erosionsbetrag zwischen dem untermiozänen oder 1. Terrassensystem und dem tortonischen oder 2. Terrassensystem.

Während aber die alten Talsysteme des westlichen Berglandes in die mittelmiozänen Abrasionsflächen übergehen, streichen sämtliche Terrassensystem des oberen Bieletales bei Freiwaldau in die Luft über den Niveaus der entsprechenden Strandplattformreste aus. So hat *Klement* mit Recht auf postmiozäne Bewegungen am nördlichen Altvatergebirgsrand schließen können (107, S. 44). Sie führten zu der bereits beschriebenen Abbiegung des nordöstlichen Nesselkoppenkammes und des Goldkoppen-Rehbergzuges sowie der zwischen ihnen eingewalmten dreieckigen Grundgebirgsplatte. Es sei erwähnt, daß auch *Behr* und *von zur Mühlen* auf Grund des verschiedenen Niveaus der Oberkante des

marinen Mittelmiozäns der Bohrungen von Bielau, Neiße und Bauke jüngere — und zwar diluviale — tektonische Bewegungen annahmen (21, S. 192). Ob sie diluvialen Alters sind, bleibt dahingestellt. Auf jeden Fall aber sind sie postmittelmiozän und stehen augenscheinlich im Zusammenhang mit den Kammabbiegungen und der Einwalmung am nördlichen Altvatergebirgsrand.

IV. Das System der west- und ostsudetischen Dislokationen und die vermutlichen Ursachen der letzteren

Die Dislokationen der westsudetischen Gebirge lassen sich, abgesehen von der vielfältigen kleineren Zerstückelung der Gebirgskörper, zu drei großen Störungslinien zusammenfassen. Im NO zieht von Goldberg bis Freiwaldau der Sudetenrandbruch. Sein Gegenstück ist auf der böhmischen Seite eine Folge von Störungen, die zum Sudetenrandbruch parallel verlaufen. Von NW nach SO sind es: die Elbtalüberschiebung, die den sudetischen vom erzgebirgischen Bau trennt, die Lausitzer Überschiebung und schließlich die Boskowitzer Furche. Entlang dieser Randstörungen sind die westsudetischen Horste über die beiderseitigen Vorländer gehoben und dabei stark zerstückelt worden. Mitten durch diese mächtige Langscholle geht die altangelegte innersudetische Hauptverwerfung, die sich nach *F. E. Sueß'* Vermutung über die jüngere Hronower Überschiebung in der Buschiner Störung fortsetzt (217, S. 172). Das Alter dieser Störungen ist zumeist oligozän, jedoch sind auch ältere Phasen nachgewiesen. So ist die Lausitzer Störung unteroligozän, die Hronower Überschiebung voroligozän und die altangelegte Boskowitzer Furche vermutlich oligozän (140, S. 28). Gleichen Alters ist, wie wir nachweisen konnten, der Sudetenrandbruch und der Altvaterhauptgebirgsquerbruch sowie die Anlage des Neißegrabens (70, S. 561 f. u. 129, S. 44). Wenn auch später vereinzelt Nachbewegungen erfolgt sind (140, S. 28), so fallen jedenfalls die Hauptdislokationen der Westsudeten in das Oligozän.

Die großen westsudetischen Randstörungen setzen sich nicht im ostsudetischen Gebirgssystem fort, wenn sie auch wie in der Buschiner Störung und im Hauptgebirgsquerbruch (die jedoch keine Randbrüche sind) über die Grenze von West- und Ostsudeten greifen. Die Dislokationen der ostsudetischen Gebirge erscheinen vielmehr als ein nach NO verschobenes selbständiges Störungssystem, das nachweislich jünger ist und zwar, wie wir gesehen haben, in das ausgehende Untermiozän fällt. Es ist parallel zu den großen westsudetischen Verwerfungen nach NO hinausgerückt, wodurch die Verlagerung der Gebirgsränder des Reichensteiner Gebirges und des Gensenkes und damit die Anlage des querverbindenden Altvatergebirgsrandes bedingt ist.

Wenn wir Vermutungen über die Ursache der ostsudetischen Dislokationen anstellen wollen, so ist der Anknüpfungspunkt in dem Verhältnis von Westkarpaten und Ostsudeten gegeben. Diese bilden das Vorland für die tertiäre orogenetische Zone der Karpaten. Die westkarpatischen Gebirgsbewegungen, die gegen NW gerichtet waren, mußten sich im starren ostsudetischen Vorland in einer Deformation auslösen. Zeitlich fallen beide Vorgänge zusammen. Denn die große „Enbloc-Überschiebung" der Westkarpaten über das nordwestliche Vorland erfolgte zwischen der ersten und zweiten Mediterranstufe (140, S. 42), also auf der Wende vom Unter- zum Mittelmiozän, während welcher die Horstbildung der Ostsudeten vor sich ging. So ist also ein kausaler Zusammenhang beider Gebirgsbewegungen nicht von der Hand zu weisen.

V. Die morphologischen Folgen der oligo-miozänen Gebirgsbewegungen

Die oligo-miozäne Deformation der alten Landoberfläche mußte von weitgehenden Folgen für die Anordnung von Wasserscheiden und Denudationsbasen sein. Infolge der Bildung neuer Abdachungsverhältnisse wurde das alte Entwässerungsnetz zerstört, und eine Neugruppierung der Entwässerungssysteme griff Platz. Damit wurde ein neuer geographischer Zyklus eingeleitet.

Die Gebirge zwischen der Neißesenke und dem Oder-Betschwagraben sind allseitig von Brüchen begrenzte, herausgehobene Rumpfschollen und stellen somit Horstgebirge dar. Da die Randstörungen senkrecht zum Schichtstreichen verlaufen, haben wir Querschollen vor uns. Aus dieser Tatsache erklärt sich die Widersinnigkeit des orographischen Streichens des Reichensteiner Gebirges, des Altvaterhauptkammes sowie auch des Gesenkplateaus zum Verlauf ihrer Gesteinszüge. Jener über 60 km lange Kammzug vom Neißedurchbruch bis zum SO-Abfall der Hohen Haide stellt den neu entstandenen First einer nach O und W gerichteten Entwässerung dar.

Die Gebirgsrandtäler des Reichensteiner Gebirges sind Abdachungtäler zur Neißeniederung. Da die Abdachung zumeist gleichsinnig mit dem Gesteinsstreichen verläuft, so handelt es sich in vielen Fällen um Schichttäler. Sie sind häufig an weichere Schieferzonen geknüpft (vgl. 238). Im südöstlichen Teil des Gebirges dagegen durchschneiden die Gewässer, der Abdachung folgend, die geologische Struktur des Tonalitzuges (=Kretschmers „Dioritgabbrozug").

Die Schollenheraushebung bzw. -absenkung längs des Sudetenrandbruches belebte in starkem Maße die Tiefenerosion. Jugendliche, steilhängige Kerbtäler greifen bis in die Kamm-

lagen hinauf und bedingen die fiederförmige Aufgliederung des Gebirgszuges. Infolge der rasch vor sich gehenden Zuböschung verschwinden die Formen der alten Landoberfläche immer mehr. Sie haben sich nur noch in schmalen Kammleisten erhalten können.

Vielgestaltiger sind die Dislokationen im nordöstlichen Altvatergebirge und damit auch die Abdachungsverhältnisse. Wir haben bereits auf die tektonisch bedingte Anlage der Gewässer im Bereich des Hauptgebirgsquerbruches und der Goldenstein-Brandseifener Störung hingewiesen. Der tiefe Einbruch des Freiwaldauer Beckens mußte die Gewässer zwischen dem Altvaterhauptkamm, Urlichzug und dem Nesselkoppenkamm zum größeren Entwässerungssystem der Freiwaldauer Biele zusammenfassen. Die Folgeflüsse des nördlichen Altvatergebirgsrandes haben hinsichtlich ihres Talverlaufes eine nachhaltige Modifizierung durch die nordische Vereisung erfahren und werden erst in diesem Zusammenhang behandelt werden können (vgl. Karte II).

Wichtige Aufschlüsse über die Talentwicklung finden sich im Bereich des Zuckmantler Beckens. Der Ortsbering des Waldhufendorfes Endersdorf liegt in einer breiten, nach N zum Elsnitzbach niedergehenden Talung, die von einem kleinen Dorfbach entwässert wird. Dieses bescheidene Gewässer kann unmöglich als Urheber der Talung angesehen werden, sondern ist augenscheinlich nur ihr Benützer. Seine Quelle liegt am oberen Dorfende; die Talform setzt sich jedoch weiter nach S längs der Straße Endersdorf—Niedergrund fort und fällt in eine Richtung mit dem tiefen Kerbtal des Dorfbaches von Nieder- und Obergrund. Blickt man z. B. von Rennersfeld (auf der Niklasdorfer Diluvialschwelle) gegen S, so meint man, ein zusammenhängendes Tal vor sich zu haben. Zweifellos ist die Endersdorfer Talung der Rest eines von Obergrund in geradem Lauf über Endersdorf nach Niklasdorf sich hinziehenden alten Tales, das bei Niedergrund von einem vom NO rückwärts erodierenden Gewässer angezapft worden ist. Diese Anzapfung steht in ursächlichem Zusammenhang mit dem Einbruch des Zuckmantler Beckens. Er bedingte eine Tieferlegung der Erosionsbasis und damit eine kräftige Rückwärtserosion der zum Becken entwässernden Bäche. Sie führte zur Anzapfung der Endersdorfer Talung. Wenn heute der Elsnitzbach nicht mehr nach dem Zuckmantler Becken entwässert — der Graben zwischen Niedergrund und Zuckmantel ist eine künstliche Gabelung —, sondern am westlichen Beckenrand wieder in das alte Elsnitztal einbiegt, so ist dies auf eine diluviale Flußverlegung zurückzuführen. Wir werden für diese Auffassung stratigraphische Belege in einem anderen Zusammenhang anzuführen haben.

Wir können also zeitlich drei Vorgänge in der Talentwicklung des Elsnitzbaches auseinander halten:

1. Die Anlage des alten Talbodens,
2. seine Anzapfung im Zusammenhang mit dem Einbruch des Zuckmantler Beckens,
3. die diluviale Flußablenkung.

Diese Erkenntnis gestattet uns, Rückschlüsse auf das Alter des Beckeneinbruchs zu ziehen. Das untermiozäne 1. Terrassensystem der Schwarzen Oppa streicht in 720 m Höhe am westlichen Querberghang in der Luft aus. Die Bildung des Altvaterwalms hat am Ende des Untermiozäns die Entwässerung der Oppaquelltäler nach dem Gesenke zu bewirkt, so daß die Anlage der Endersdorfer Talung postuntermiozän, also mittelmiozän ist und wohl dem tortonischen oder 2. Terrassensystem zuzuordnen ist. Die Anzapfung und damit der Beckeneinbruch ist aber noch jünger und fällt in die Zeit der postmiozänen Störungen am nördlichen Altvatergebirgsrand.

VI. Die miozänen Strandterrassen des Gebirgsrandes

Die erste morphogenetische Deutung des nordöstlichen Gebirgsrandes des Reichensteiner Gebirges versuchte *Götzinger* gelegentlich seiner 1912 und 1913 durchgeführten diluvialgeologischen Untersuchungen im ehemals österreichischen Anteil des Gebirgsvorlandes. Er beschrieb zwei längs des Sudetenrandbruches verlaufende Terrassenrampen des Grundgebirges in 360—370 m und 460—470 m Höhe, die er als jungtertiäre limnische Abrasionsplatten ansprach (81 S. 271 ff.). Diese Auffassung ist nicht unwidersprochen geblieben. *Cloos* hat darauf hingewiesen, daß die nach N gedrehte, quer vor den Gneis des Hohen Hauses gelagerte Schieferserie von Jauernig (vgl. 238) mit der 360 m hohen Terrassenrampe Götzingers zusammenfällt und diese somit tektonischen, nicht aber erosiven Ursprungs sei (47 S. 97). Dagegen hat *Klement* die Götzingersche Deutung übernommen und seine obere Abrasionsterrasse sogar chronologisch einzuordnen versucht. Er bezeichnet sie als tortonisch (107, Karte). *Behr* und *von zur Mühlen* wandten gegen diese Auffassung, die Gebirgsrandstufen seien litorale Erosionsformen, ein, daß die untere aus Gebirgsrandschottern bestehe, deren Zusammenhang mit denen des Goßbaches nachgewiesen werden könne. Der Terrassenrand sei nur durch den Sudetenrandbruch betont. (21 S. 195). Es handele sich um einen Staffelbruch (ebda. Taf. 16, Fig. 2). In den Erläuterungen zur geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges hat nun *Götzinger* seine alte Deutung erneut vertreten, jedoch mit der Einschränkung, daß in der oberen Terrassenfläche möglicherweise nur alte Talbodenreste zu erblicken sind (62 S. 91).

So sind also für die Morphogenese der Terrassenlandschaft des Reichensteiner Gebirgsabfalls zwei mögliche Ursachen in Erwägung gezogen worden: einmal litorale bzw. fluviatile Erosion und zum anderen tektonische Vorgänge.

Inzwischen ist weiteres geologisches Beobachtungsmaterial beigebracht worden, was geeignet erscheint, diese Frage einer Lösung näher zu bringen. Betrachten wir zunächst einmal die

Verhältnisse unmittelbar westlich von Jauernig. Hier sind von *Finckh* und *Götzinger* zwei parallel zum Sudetenrandbruch verlaufende Verwerfungen nachgewiesen. Schon *Cloos* hatte erkannt, daß der Gneis des Hohen Hauses gegen die Jauerniger Schiefer tektonisch begrenzt wird (47, S. 97). Diese Störung fällt mit dem Kliff der unteren Abrasionsterrasse *Götzingers* zusammen. Die zweite Störung äußert sich in einem 1 km langen Quarzgang nordöstlich der Tauchgrundkoppe (62, S. 80 und 238) und bildet zugleich den Abschluß der 400 m hohen Strandterrasse nach oben. Demnach sind im Jauerniger Gebiet die Terrassen Bruchstufen. In der Gegend von Wildschütz geht die untere Terrassenleiste allmählich in die vorgelagerten diluvialen Schotterfelder des Gebirgsvorlandes über. Doch liegt die Steilstufe gegen die höheren Verebnungen bei 460 m im Kristallin, das durch keine Verwerfung gestört ist. Auch die 460 m-Stufe, die stellenweise eine Breite von 1 km überschreitet, ist nicht tektonisch begrenzt. Es handelt sich hier zweifellos um Erosionsformen, die die geologische Struktur des Tonalitzuges durchschneiden. Das gleiche ist in dem Abschnitt zwischen Ober-Gostitz und Weißwasser der Fall. Die beiden Terrassen gehen hier durch das Nordostende der Gneisantiklinale der Heidelkoppe und der Schiefer und Gneisgranite des Jauersberges, in denen die geologische Spezialkartierung keinerlei Verwerfungen verzeichnet (238). Liegen also bei Wildschütz und zwischen Weißwasser und Ober-Gostitz ohne Zweifel erosive Formen vor, so ist es wohl nur ein Zufall, daß sie im Jauerniger Bereich mit einer zum Gebirgsvorland niedergehenden Bruchstaffel zusammenfallen. Der Verwurf der Schieferserie von Jauernig gegen den Gneis verstärkt nur den Eindruck eines Kliffs zwischen den beiden Terrassen. Die 1932 erschienene geologische Karte des Reichensteiner Gebirges zeigt auch, daß die untere Terrassenrampe keineswegs aus Gebirgsrandschottern zusammengesetzt ist, wie *Behr* und *von zur Mühlen* angenommen haben, sondern eine Grundgebirgsleiste darstellt, die stellenweise von Schottern und Geschiebelehm überkleidet wird.

a) Paläogeographische Vorbemerkungen.

Fassen wir nun beide Verebnungssysteme als Abrasionsplattformen auf, so werden wir vergeblich nach stratigraphischen Belegen suchen[17]). Es gelang *Hassinger* selbst auf den breiten miozänen Riedel-

[17]) Dieser Umstand könnte die Meinung aufkommen lassen, in den Terrassen des Gebirgsrandes seien terrestrische Einebnungsflächen, also eine Piedmonttreppe am Rande eines „zentralen Berglandes" (Vgl. hierzu *W. Penck*, 175) zu erblicken. Dagegen spricht jedoch ihr morphologischer Habitus. Denn es sind schmale, aber sehr markante und äußerst deutlich gegeneinander abgesetzte Leisten mit flachgeneigten, tischplattengleichen Flächenstücken (Abb. 3). Ein terrestrischer Abtragungsprozeß könnte auf einem so schmalen Saum kei

flächen der Terrassen des Ostplateaus des Gesenkes nicht, solche zu finden. *Götzinger* brachte die Strandterrassen des Reichensteiner Gebirges mit den obermiozänen braunkohlenführenden Tonen von Sörgsdorf in Verbindung und erblickt in ihnen das Werk einer limnischen Küstenerosion (81 S. 274). Dagegen sind die Abrasionsterrasen der Gesenkeränder marin (85 S. 58 ff.). Wir können nun marines Miozän von der mährischen Pforte bis in den Patschkauer Graben verfolgen. Die Bohrung Lorenzdorf (nw Oberglogau) ergab unter 180 m mächtigem braunkohlenführendem Obermiozän ein marines Mittelmiozän (62 S. 49). Bei Bielau (s Neisse) wurde marines Mittelmiozän in einer Tiefe von 168 m erbohrt, am Neisser Wasserwerk in 212 m Tiefe. Die Bohrung Bauke traf die gleichen Schichten bei 118 m an (18 S. 190 ff.). Es ist anzunehmen, daß unter dem Jungtertiär des Patschkauer Grabens sich das marine Mittelmiozän noch eine Strecke talaufwärts verfolgen läßt. Tiefbohrungen fehlen für diesen Bereich. Das Bohrprofil von Stübendorf südlich des Grabeneinbruchs zeigt unter dem Jungtertiär bereits das kristalline Grundgebirge; marines Mittelmiozän ist hier also nicht vorhanden.

Die Mächtigkeit der mittelmiozänen marinen Sedimente läßt sich nicht bestimmen, da sie in sämtlichen Bohrungen nicht durchsunken sind. Aus der Tatsache, daß sie fast ausschließlich im Einbruchsfeld der mittleren Neisse zu finden sind. sich also unter ganz besonders günstigen Bedingungen haben erhalten können, ist zu folgern, daß ihre ursprüngliche Verbreitung weitaus ausgedehnter war. Das Vorkommen von Bauke auf der südlichen gehobenen Scholle ist nur durch seine Schutzlage am Nordrand der Steinberggranitkuppe, die die von S kommenden Gewässer des Vorlandes seitlich ablenkte, zu erklären, während es bei Stübendorf vor dem Absatz des Jungtertiärs augenscheinlich bereits abgetragen worden ist. So scheint die marine Sedimentdecke bis unmittelbar an den Gebirgsrand gereicht zu haben; die heutigen Vorkommen sind Denudationsreste. Ziehen wir noch in Betracht, daß nach der mittelmiozänen Transgression, wie wir gezeigt haben, erhebliche tektonische Bewegungen am nördlichen Altvatergebirgsrand stattgefunden haben — Heraushebung des Gebirges, Absenkung des Patschkauer Grabens —, so gewinnt diese Ansicht an Wahrscheinlichkeit. Die dadurch entstandenen Niveauunterschiede bedingten einerseits die Denudation des marinen Mittelmiozäns südlich der mittleren Neisse, andererseits die Zuschwemmung des Patschkauer Grabens. Es ist daher folgerichtig, die Abrasionsterrassen des Gebirgsrandes südlich der mittleren Neisse mit den benachbarten marinen Miozänresten in Verbindung zu bringen und sie nicht wie *Götzinger* als limnische, sondern als marine Strandterrassen aufzufassen.

Die Mächtigkeit der marinen Schichten nimmt nach SO längs des Gesenkerandes zu und erreicht vor dem Beskidenrand Beträge über

---

neswegs einen derartigen Grad der Einebnung erreichen und könnte kaum zu einer so ausgeprägten, kliffartigen Versteilung zwischen den einzelnen Terrassen führen, zumal diese im Ostplateau des Gesenkes — wie wir noch sehen werden — den geringen Betrag von 15 m aufweisen kann. Hinzu kommt noch, daß die Entstehung von Piedmontflächen einen langen Zeitraum voraussetzt, innerhalb dessen sich das Niveau der Erosionsbasis nicht verlagern darf. Im Hinblick darauf erscheint es nicht angängig, den terrestrischen Einebnungsvorgang, der zeitlich zwischen die oligo-miozäne Horstbildung und die Eistransgression zu stellen wäre, für einer derartig kurze Zeitspanne als Erklärung der Bildung von drei — im Ostplateau des Gesenkes sind es sogar acht — Terrassen heranzuziehen und diese als Piedmontflächen zu deuten.

1000 m. Die nördlichsten Miozänreste liegen auf dem oberschlesischen Muschelkalkrücken. Da es sich jedoch nicht um Strandablagerungen handelt, so ist die nördliche Grenze der miozänen Transgression nicht mehr bestimmbar (75 S. 104). Jedenfalls umfaßte die Wasserbedeckung wohl ganz Oberschlesien. Im Norden, gegen Mittelschlesien lag eine flache Küstenregion vor, deren Formen durch die jungtertiäre Erosion und das nordische Inlandeis aufgearbeitet worden sind. Längs des Gebirgsrandes zwischen mittlerer Neisse und oberer Oder aber war eine Steilküste gegeben. Hier mußten die litoralen Vorgänge Spuren hinterlassen, die wir in den in das Grundgebirge gekerbten Abrasionsterrassen erkennen.

b) Die mittelmiozänen Abrasionsterrassen des Gebirgsrandes.

(Hierzu Karte II).

Es erübrigt sich, die Abrasionszone des Reichensteiner Gebirges zu betrachten. Sie ist eingehend von *Götzinger* beschrieben worden (81, S. 217—277 u. 62, S. 90 f.). Er hat sie ostwärts in das Friedeberger Granitmassiv zu verfolgen versucht. Im Buchsdorfer Hügelland treten Verebnungsflächen bei 375 m auf. Die Granitlandschaft des Weidenau—Friedeberger Hügellandes weist ziemlich konstante Höhen unter 400 m auf, überragt von einzelnen Bergen, die dem Kienberg (487 m) und dem Gotthausberg (515 m). Es ist in diesem Gebiet unmöglich, litorale Terrassenreste von lokalen Verebnungen zu trennen, zumal die gesamte Granitoberfläche vom nordischen Inlandeis rundgebuckelt ist. Ein sehr zweifelhaftes Unternehmen ist es, wenn *Klement* die Verebnungen unmittelbar südlich des W-O-Laufes des Weidenbaches bei 330—340 m als ein unteres Terrassensystem anspricht (107, S. 44). Wenn man in Betracht zieht, daß diese granitene Hochkante dem Vordrängen des Eises einen großen Widerstand entgegengesetzt haben mag, daß also die abradierende Wirkung hier besonders intensiv gewesen sein muß, so ist die Erniedrigung der Granitflächen wohl auf diesen Umstand zurückzuführen. Es ist auch nirgends eine Steilstufe zum höheren Niveau wahrzunehmen. Deutlich gegen einander abgesetzte Abrasionsterrassen sind aus den Oberflächenformen nirgends zu ersehen. Wir können nur eines annehmen: daß die weitgehende Konstanz der Kuppen- und Flächenhöhen im Weidenau—Friedeberger Hügelland wohl auf die Existenz einer vor der Entstehung der diluvialen Detailskulptur vorhandenen einheitlichen Niveaufläche, einer Strandplatte, zurückzuführen ist.

Vor gleichen Verhältnissen stehen wir im Gebiet der trichterförmig sich weitenden Bieletalöffnung zwischen dem Nesselkoppenkamm und dem Goldkoppen-Rehbergzug. Die einzelnen, die tertiäre und diluviale Decke durchbrechenden Grundgebirgsinseln des Friedeberger Granits und der Groß-Kunzendorfer Schichten zeigen zwischen Steinberg und Katternberg (bei Deutsch-Wette) eine durchschnitliche gleichmäßige Höhe von

300 m, die nur vom Steinberg (358 m) übertroffen wird. Nach S steigt das Niveau der Grundgebirgsinseln: im Groß-Kunzendorfer Marmorbereich erreicht es 340—380 m, im Dickelsberg 502 m. Da das Kristallin bis auf wenige Reste vom Obermiozän und Diluvium verschüttet ist, läßt sich nichts über seine Oberflächengestaltung sagen. Es war jedoch bereits präglazial tief zertalt, denn der Boden des Giersdorfer Tales liegt noch im Diluvium. Wir müssen in Betracht ziehen, daß dieses Gebiet im Obermiozän zum Küstensaum eines limnischen Beckens gehörte (72, Übersichtskarte). Seine Zuflüsse müssen überwiegend eine Lateralerosion entwickelt haben, die das Grundgebirge stark eingeebnet hat. Hinzu kommen noch die erosiven Wirkungen infolge der Abschürfung und Abhobelung durch das nordische Inlandeis. Es sind also ganz entschieden die marinen Einebungen tiefer gelegt und stark modelliert worden. Sie sind nicht mehr zu erkennen. Hierbei ist noch zu bedenken, daß nachweislich in diesem Gebiet nachmiozäne tektonische Bewegungen stattgefunden haben. Ihren Umfang können wir jedoch nicht bestimmen, da sich die Terrassensysteme der Biele nicht mit entsprechenden Abrasionsterrassen parallelisieren lassen.

Verfolgen wir den Gebirgsrand weiter ostwärts, so stoßen wir auf sehr deutlich entwickelte Strandterrassen erst am Nordabfall der Bischofskoppe und im Hotzenplotzer Hügelland. Die Begehung der Fußregion der Bischofskoppe ließ erkennen, daß sie sich nicht unvermittelt über das Gebirgsvorland erhebt, sondern daß eine etwa 1 km breite Terrasse vorgelagert ist (Abb. 4). Sie wird in ihrer Längserstreckung mitten vom kanyonartigen, O-W gerichteten Goldbachtal zerschnitten. Die Verebnungen sind besonders gut zwischen dem Buchenberg und der Tannenlehne bei 460 m erhalten. Sie setzen sich über das Goldbachtal im Kreuzberg (427 m) fort. Östlich des Seifenbaches treten sie bei 450 m auf. Ihnen entsprechen nördlich des Wildgrundes die Flächen des Birkberges in 451 m Höhe. In dieses Niveau gehört der Hutberg (440 m) sowie südwestlich von Arnoldsdorf der Mühlberg (428 m). Es zeigt sich, daß die isolierten Bergkuppen unmittelbar am N-Rande der Terrasse z. T. bedeutend erniedrigt worden sind. Dies ist verständlich, wenn man bedenkt, daß sich auf dieser Platte 2 verschieden alte Entwässerungssysteme rechtwinklig kreuzen. Einmal die tertiären Folgebäche (Graben der Kolonie Bolkenthal und Seifenbach), dann aber die fluvioglazialen Erosionskerben, die durch die diluvialen Flußablenkungen verursacht worden sind[18]). Die dadurch bedingte Auflösung in Riedelflächen und kuppige Erhebungen stört aber keineswegs den Eindruck einer zusammenhängenden Abrasions-

[18]) Auf diese Fragen wird später noch zurückgekommen (s. Kap. C VIII b α).

platte (Abb. 4). Ihre leichte Undulierung ist auf die Eisabhobelung zurückzuführen. Im Hutberg bei Altmannsdorf beobachten wir sogar eine ausgeprägte Rundhöckerform. Der obere Rand dieser durchschnittlich 450—460 m hohen Strandterrasse ist zwischen dem Buchenberg und dem Schäferberg nicht deutlich erkennbar. Denn dieser Übergangssaum zu höheren, wahrscheinlich lokalen Verebnungen wird an zwei Stellen von diluvialen Erosionskerben zerschnitten. Östlich des Seifenbaches ist eine deutliche Versteilung gegen den Schinder- und Schloßberg wahrzunehmen, in der ein stark verwischtes Kliff zu erblicken ist.

Die Terrassenflächen setzen sich mit einer Geländestufe gegen die breiten Verebnungen des Kulms westlich von Langenbrück ab, die mit einer Durchschnittshöhe von 370 m einer unteren Abrasionsplattform angehören. Diese Kulmplatte ist nordöstlich des Birkberges durch eine Reihe von Steinbrüchen beiderseits der Bahnlinie Langenbrück—Ziegenhals aufgeschlossen. Sie ist flach nach N und NO geneigt und verschwindet unter der diluvialen Bedeckung. Im Mühlberg (360 m) ist jenseits des Goldbaches noch ein Terrassenrest vorhanden. Der Übergang zu den 450 m hohen Flächen des Birkberges ist scharf. Wir haben hier ein Kliff in der gleichen Deutlichkeit vor uns wie am Reichensteiner Gebirgsrand. Die untere Abrasionsterrasse erscheint im W mit geringerer Fläche in 370 m Höhe bei Altmannsdorf. Das Zwischenstück ist zufolge einer prädiluvialen Zertalung von glazialen Schichten überdeckt.

So ergibt die Rekonstruktion der Wildgrunder Terrassenlandschaft zwei Abrasionsplattformen, in 360—370 m und 450—460 m Höhe. Die nach der Transgression einsetzende Tiefenerosion der Folgebäche und die Anlage diluvialer Querkerben hat ihre Einheitlichkeit zerstört. Die Niveaus stimmen auffallend mit denen des Reichensteiner Gebirgsrandes überein, die Durchschnittshöhen von 360—370 m bzw. 460—470 m aufweisen. Es liegt daher nahe sie zu parallelisieren.

Die miozäne Abrasionszone von Wildgrund wird im O durch die Röwersdorfer Senke vom Hotzenplotzer Hügelland getrennt. Überblicken wir das Hügelland etwa vom Birkberg, so schweift unser Auge über langgestreckte, abgeplattete, dicht mit Wald bestandene Höhen (Abb. 3). Die breiten Verebnungen treten in mehreren Niveaus auf und sind z. T. recht scharf gegen einander abgesetzt. Wir haben hier die wesentlich verbreiterte östliche Fortsetzung der Wildgrunder Abrasionsterrassen vor uns. Das terrassierte Gehängeprofil bildet den am meisten charakteristischen Zug der Landschaft südlich von Neustadt. Am übersichtlichsten ist die Gliederung des Abrasionsplateaus südöstlich der Goldbachtalstrecke von Langenbrück. Wir können hier, wenn wir die störenden Formen der glazialen Beeinflussung außer acht lassen, drei Terrassen ausscheiden. Die oberste Strandverebnung

ist außerordentlich gut in der Plattung des Langen Berges bei 447 m erhalten. Sie führt über die jüngere Neudecker Talung hinüber zu der 450 m hohen Verflachung des nördlichen Hanges des Rochusberges (Abb. 3). Die Terrassenfläche erreicht zwischen ihrem äußeren und inneren Stufenrand eine Breite von 2,5 km. Nach N geht sie mit einer ausgeprägten Geländeversteilung in ein tieferes Verebnungsniveau über, das eine Durchschnittshöhe von 370—380 m besitzt. Es ist unmittelbar östlich von Neudeck zu beobachten, setzt sich nach N in den Kulmflächen um den Hinterfeldberg, der die Terrasse mit 385 m flach überragt, fort und tritt zwischen dem Langen Berg und der Kunzendorfer Tieflandsbucht in einer Reihe von flachen Kuppen auf, deren Höhenverhältnisse je nach ihrer erosiven Beeinflussung schwanken: Kobelberg 390 m, Schwedenschanze 388 m, Geiersberg 353 m, u. a. Während diese zweite Terrasse mit einer lückenhaften Walddecke bestanden ist, liegt die unterste Abrasionsplattform in offenem Gelände, wodurch die Treppung des Abdachungsprofils noch unterstrichen wird. Ihre Ebenheiten liegen in der Umgebung der Kolonie Kotzen in 300—310 m Höhe. Westlich von Kotzen bei Kote 311, am Kapellenberg bei 310 m und am Ziegenberg bei 315 m. Nach N fallen sie flach unter dem Neustädter Diluvium ein.

Jenseits der Kunzendorfer Tieflandsbucht sind sie bei 300 m (Hutberg), 296 m und 313 m zu beobachten. Eine Steilstufe führt zu den höheren bewaldeten Terrassenresten des Linden- (375 m) und Haimbreckberges (380 m). Hierzu gehören auch die Hangverflachungen der Hoffekuppe bei Waissak in gleicher Höhe. Die Hoffekuppe (438 m) selbst dürfte einen Denudationsrest des obersten Terrassenniveaus darstellen.

Im einzelnen ist die Analyse der Terrassenlandschaft südlich von Neustadt schwierig, da die störenden Formen jüngerer Vorgänge ihre Einheitlichkeit verwischen. Sie ist nur möglich, weil deutliche Höhenzonen ausgebildet sind, zu denen sich die verschieden modifizierten Kuppen und plattigen Formen zusammenfassen lassen. Im allgemeinen ist festzustellen, daß die Dimensionen der Terrassenreste der unteren Abrasionsplatten größer sind. Dies ist verständlich, da ja die Taltiefe mit der Höhe des Niveaus zunimmt und dementsprechend auch die Wirksamkeit der denudativen Vorgänge größer ist. Hinzu kommt noch, daß zwischen dem Rand des Oppaberglandes und den Resten der 450 m-Terrasse ein breiter Abflußkanal glazialer Schmelzwässer (Röwersdorfer Senke) eingegraben ist, der streckenweise eine südwestlich gerichtete Entwässerung bedingt und so die höchste Terrasse zu einer erosiv stark beanspruchten Wasserscheide umgestaltet hat.

Aber dennoch haben wir ausreichende Anhaltspunkte für die Rekonstruktion der Terrassen. Zunächst sind drei deutliche

Höhenstufen bei 450 m, 370—380 m und 300—310 m vorhanden. In ihren Niveaus sind Abrasionsplattenreste erhalten. Werden sie von einzelnen flachen Erhebungen überragt so kann es sich um von der Abrasion nicht ganz aufgezehrte Härtlinge handeln. Erreichen andererseits Einzelkuppen nicht ganz das entsprechende Strandniveau, so ist dies auf spätere Abtragungsvorgänge zurückzuführen, die eine Auflösung der Abrasionsplatten und damit eine Erniedrigung ihrer ursprünglichen Höhe herbeigeführt haben. Im übrigen ist bereits mehrfach auf die Wirkung des nordischen Inlandeises hingewiesen worden, der die Detailskulptur der tertiären Formen ihre Entstehung verdankt. Zwischen den Plattenstücken treten stellenweise als ihre vertikale Verbindung gut erhaltene Kliffs auf. So am Nordhang des Langen Berges. Dadurch kommt im Landschaftsbilde jenes getreppte Profil, wie es für das Hotzenplotzer Hügelland so charakteristisch ist, zum Ausdruck. Schließlich können wir noch eine Übereinstimmung der beiden oberen Terrassenniveaus mit denen von Wildgrund feststellen. Daß eine dritte Abrasionsplatte in der Wildgrunder Terrassenlandschaft nicht wahrnehmbar ist, erklärt sich aus der Tatsache, daß die diluviale Decke hier höher hinauf reicht und den Kulmsockel überkleidet.

Die miozänen Abrasionsformen werden, je weiter wir im Hotzenplotzer Hügelland nach O und SO gelangen, umso unübersichtlicher. Eine unruhige, kuppige, teils offene, teils bewaldete Landschaft tritt uns entgegen. Der Nordsaum des anstehenden Kulms ist äußerst stark gegliedert. Eine Vielzahl von Grundgebirgsinseln ist vorgelagert. Die Flächen der untersten Terrassen sind vollkommen von glazialen Schichten verschüttet, während sich das mittlere Abrasionsniveau in den gleichmäßigen Höhen (bei 370 m) der teils abgeplatteten, teils gerundeten Hügel zwischen Pittarn und Pilgersdorf offenbart. Die 450—460 m hohen Verebnungen des Schmiedeberges nw von Jägerndorf sind zur obersten Terrasse zu rechnen, zu der auch die Flächenstücke des Hutberges und des Fuchsberges gehören. Die Abrasionszone des Hotzenplotzer Hügellandes findet ihren südöstlichen Abschluß bei Jägerndorf.

Diese Beobachtungen zeigen, daß die Zone der marinen Strandterrassen in mehr oder minder guter Ausprägung die Gebirgsränder südlich der mittleren Neiße bis in das Hotzenplotzer Hügelland begleitet. Darüber hinaus hat sie *Hassinger* im Ostplateau des Gesenkes beschrieben (85, S. 85 ff.). Ihre Breite ist naturgemäß abhängig von den Böschungsverhältnissen des Gebirgsrandes. Sie beträgt am Reichensteiner Gebirge 2,5—3 km, bei Wildgrund 2—2,5 km und weitet sich im Hotzenplotzer Hügelland auf 6 bis 7 km aus. Im östlichen Gesenke erreicht sie eine Breitenentwicklung von 35 km (85, S. 72). Mit zunehmender Ausdehnung der Terrassenzone von den steileren zu

den flacheren Küsten, werden die Abrasionsplatten breiter und die Kliffs niedriger. Sehen wir vom Bereich jüngerer Dislokationen zwischen Nesselkoppenkamm und Zuckmantler Becken ab, so können wir vom Reichensteiner Gebirge bis zum Oppabergland bei Jägerndorf zwei Abrasionsterrassen in 460—470 m und 360—380 m Höhe verfolgen. Im Hotzenplotzer Hügelland läßt sich noch eine dritte Terrasse bei 300—310 m feststellen. *Hassinger* hat im Ostplateau des Gesenkes zwischen 515 und 315 m über NN sogar acht gegeneinander gestaffelte Abrasionsplattformen ausscheiden können: Sie treten bei 315 m, 340 m, 365 m, 380—385 m, 420, 460—465 m, 485 m und 515 m auf (85, S. 58).

Aus der Zusammenschau der Terrassen ergibt sich eine ruckweise Hebung des Gebirges über den Spiegel des oberschlesischen Miozänmeeres. Eine Senkung des Wasserspiegels kommt nicht in Betracht — obwohl der morphologische Effekt, nämlich die Einkerbung von Abrasionsplatten, der gleiche wäre. Und zwar aus folgendem Grunde: Läge ausschließlich eine Tieferlegung des Meeresspiegels vor, so müßten die Strandterrassen, vorausgesetzt, daß spätere Dislokationen sie gegeneinander nicht verworfen haben, in den gleichen Niveaus, mit gleichen Vertikalabständen, und in der gleichen Anzahl auftreten, gleichgültig, ob es sich nun um eine Flach- oder eine Steilküste handelt. Andererseits muß eine differenzielle Heraushebung des Festlandes verschieden große Vertikalabstände der einzelnen Terrassenflächen bedingen. Dieser Fall liegt für unsere Abrasionszone vor. Die Höhendifferenz der beiden Abrasionsterrassen nimmt nämlich nach SO hin von 100 m über 80 m, 70 m bis auf 30 m ab. Die Heraushebung der Gebirge war also während ihrer ersten Phase im NW bedeutend intensiver als im SO. Im Ostplateau des Gesenkes ist sie relativ gleichmäßig erfolgt. Ein Vergleich der Hebungsbeträge der späteren Phasen ist nicht anzustellen, da die untersten Terrassen nur im O-Plateau festzustellen sind. Hier liegt die höchste Terrasse bei 515 m, also etwa 50 m höher als im Reichensteiner Gebirge. Dies läßt den Schluß zu, daß die vertikalen Krustenbewegungen hier länger angedauert haben und schließlich zur Höherlegung der obersten Strandmarken geführt haben.

Die diluviale Formengruppe

Die oligo-miozäne Gebirgsbildung sowie die mittelmiozäne Meerestransgression haben Gebirgsrandformen geschaffen, die im Diluvium durch das Vordringen des nordischen Inlandeises in nachhaltiger Weise modifiziert worden sind. Seine unmittelbare und mittelbare Wirkung ist in einer jugendlichen Formengruppe erkennbar.

Da es sich um ein durch den Gebirgsrand erzwungenes Randdiluvium handelt, ist sowohl die Stratigraphie als auch die Form der diluvialen Aufschüttungen abweichend von den Verhältnissen des gebirgsferneren Vorlandes, in dem eine breite, ungehinderte Entfaltung der Vereisung und damit der glazialmorphologischen Erscheinungen statthaben konnte.

Die diluviale Formengruppe des Gebirgsrandes können wir unterteilen einmal in solche Formen, die ihre Entstehung der Aufschüttung des lockeren glazialen Materials verdanken und zum anderen in jene, die dem Grundgebirge aufgeprägt worden sind.

Zum völligen Verständnis ihrer Genese sowie vor allem zu ihrer genauen Altersstellung war es erforderlich, den stratigraphischen Verhältnissen Beachtung zu schenken.

VII. Die diluvialgeologischen Verhältnisse des Gebirgsvorlandes

a) Die Stratigraphie des Gebirgsranddiluviums.

Eine stratigraphische Betrachtung des Gebirgsranddiluviums hat von der Tatsache auszugehen, daß wir uns hier in der Marginalzone des nordischen und lokalen Materials befinden, das miteinander wechsellagert und vermischt ist. Dadurch wird der diluviale Schichtenbau ungleich komplizierter und seine stratigraphische Gliederung erschwert.

Die diluvialgeologischen Untersuchungen im Vorland des Reichensteiner und Altvatergebirges sind, da die alte österr.-reichsdeutsche Grenze diese räumliche Einheit quert, sowohl von der K. K. Geologischen Reichsanstalt als auch von der Preußischen Geologischen Landesanstalt durchgeführt worden. Die *Römersche* Einteilung des Diluviums in Löß und den Sammelbegriff „ältere Flußgeschiebe und nordisches Diluvium" auf seiner geologischen Karte von Oberschlesien ist völlig unzureichend; *Römer* hat keine geologische Formation so stiefmütterlich behandelt wie gerade das Diluvium. Spezialuntersuchungen setzten erst kurz vor dem Weltkrieg seitens der K. K. Geologischen Reichsanstalt ein, deren Resultate *Götzinger* (80, 81 u. 82) und *Jüttner* (101) vorlegen konnten. Sie wurden nach dem Kriege fortgeführt und fanden ihren kartenmäßigen Niederschlag in der geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges (238), die von der Geologischen Bundesanstalt in Wien herausgegeben wurde. Inzwischen waren die Kartierungsarbeiten der preußischen Landesgeologen bis an den Gebirgsrand herangerückt. In den Abschnitt von Patschkau bis Ziegenhals fallen die Studien von *Behr* (17, 18, 19, 20, 21) und *von zur Mühlen* (19 u. 21). Im Leobschützer und Ratiborer Gebiet arbeiteten *Cramer* (255) und *Wiegers*. Die entsprechenden geologischen Spezialblätter sind jedoch noch nicht erschienen. Doch zeigen bereits die Übersichtsaufnahmen der reichsdeutschen Geologen wesentliche Abweichungen hinsichtlich der Gliederung und Altersaufstellung des Randdiluviums von den Ergebnissen der Geologischen Bundesanstalt in Wien. Der Grund hierfür liegt nicht zuletzt darin, daß der Ausgangspunkt der Untersuchungen in einem Falle im S, im anderen im N lag.

Es soll nun auf Grund des bereits vorliegenden Materials sowie auf Grund eigener, sich als notwendig erwiesener stratigraphischer Beobachtungen versucht werden, die wesentlichen Züge der Stratigraphie des Gebirgsranddiluviums herauszustellen und eine für das gesamte Vorlanddiluvium gültige Altersgliederung zu finden. Von den zahlreichen, zu diesem Zweck unternommenen Aufnahmen von Aufschlüssen seien im folgenden nur einige wesentliche mitgeteilt.

Den besten Einblick in die Stratigraphie des Randdiluviums gewähren die Aufschlüsse der Umgebung von Ziegenhals. Betrachten wir zunächst einmal die Verhältnisse im Zuge des Bieletales unterhalb der Stadt.

Am Katternberg bei Deutsch-Wette ließ sich von oben nach unten folgendes Profil feststellen:

0— 6 m fluvioglaziale kreuzgeschichtete Sande und Kiese,
— 7,2 m Geschiebelehm,
—12,2 m Gebirgsrandschotter,
—12,5 m blaugrauer Ton,
—13,5 m feine streifige Sande,
—15,0 m rostreifige Kiese und Sande,
darunter stark kaolinisiertes Grundgebirge.

Der Geschiebelehm liegt in diesem Profil 268 m über NN. Weiter südlich konnte er in etwa gleicher Höhe in einem Anschnitt an der Unterführung der Stichbahn nach Groß-Kunzendorf unter die Straße Neiße-Ziegenhals beobachtet werden. Er bildet, wie zahlreiche Lehmgruben und Weganschnitte zeigen, westlich des Langendorfer Bieletales, eine zusammenhängende Lehmplatte, die südwärts bis an das Grundgebirge des Holzberges reicht. Sie ist gegen das Alluvium des Bieletales mit einem ausgeprägten Steilrand abgesetzt, der landschaftlich durch seinen dichten Laubwald- und Strauchwerkbestand in Erscheinung tritt.

Jenseits der Biele erscheint der Geschiebelehm am Fuße des Finkberges in einigen durch verlandete Altwässer angelegten Talrandanschnitten sowie in den Gruben der Winsdorfer Ziegelei. Seine Mächtigkeit ist außerordentlich groß. Die Bohrung am Juppebad (Ziegenhals) hatte ihn in fast 50 m Tiefe noch nicht durchfahren und die jüngst niedergebrachte Bohrung an der Braune (östlich Ziegenhals) erwies eine Mächtigkeit von 55,9 m. Wir erhalten somit die Vorstellung eines außergewöhnlich mächtigen, an das Grundgebirge des Gebirgsrandes angepreßten Geschiebelehmlagers.

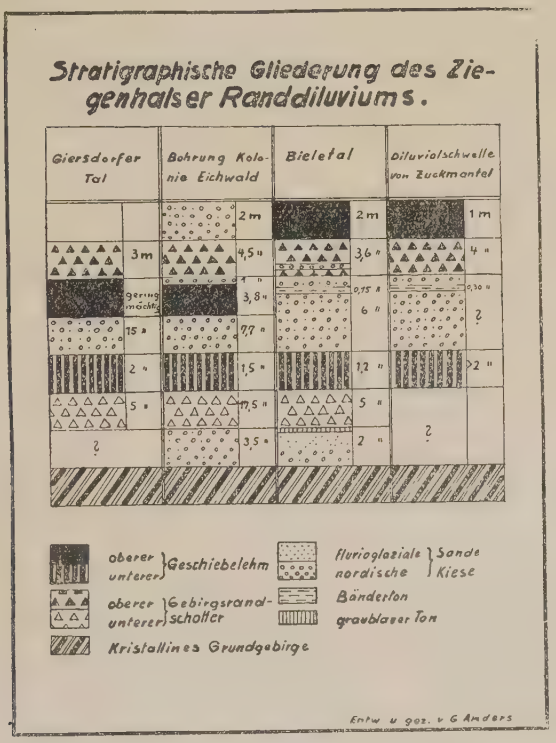
Am Fuße des Finkberges liegt seine Oberkannte bei 280 m. Nun beobachten wir auf der Höhe des Berges, 315 m über NN, einen Aufschluß, dessen Profil durch Beobachtungen am Steilhang des Tales unmittelbar nördlich davon ergänzt werden konnte.

0— 2 m eingepreßter Geschiebelehm,
— 4,5 m gestauchter Gebirgsrandschotter,
— 4,8 m Kieslage
— 5,1 m gestauchter Gebirgsrandschotter,
—10,0 m fluvioglaziale Sande ud gröbere Kiese, z. T. mit Schottern vermengt.

Sowohl aus den hypsometrischen Verhältnissen, aus dem Niveauunterschied von 35 m zwischen den Oberkanten des Geschiebelehms am Fuße und auf der Höhe des Finkberges als auch aus der unterschiedlichen Mächtigkeit beider Lehmlager geht hervor, daß sie in ihrer stratigraphischen Stellung nicht identisch sind, sondern zwei verschiedene Grundmoränen darstellen. Wir können daher das Kat-

ternberg- und Finkbergprofil kombinieren und erhalten somit folgende generelle Gliederung (vgl. Profil III):

Oberer Geschiebelehm,
oberer Gebirgsrandschotter,
fluvioglaziale Sande und Kiese,
unterer Geschiebelehm,
unterer Gebirgsrandschotter,
fluvioglaziale Sande und Kiese,
Grundgebirge.



Profil III

Es sind demnach auch im Bieletal wie in dem von *Behr* und *von zur Mühlen* untersuchten Giersdorfer Tal (21 S. 203) zwei Grundmoränen und zwei Gebirgsrandschotter vorhanden. Die Verbindung zu beiden Talhangprofilen stellen zwei Aufschlüsse her. Der eine, südlich der Höhe 317 (MTBl. 3300) an der Gemarkungsgrenze von Giersdorf und Langendorf, zeigt von oben nach unten:

0—1,5 m oberer Geschiebelehm (315 m über NN),
—2,0 m oberer Gebirgsrandschotter,
—4,5 m fluvioglaziale Sande und Kiese, von den Schottern scharf abgeschnitten.

1,5 km nordwestlich davon erscheint der obere Gebirgsrandschotter bei 312 m. *Behr* und *von zur Mühlen* konnten diesen jüngeren Schot-

ter am Osthang des Giersdorfer Tales bis zum Nordende des Ortsberings von Giersdorf verfolgen und vermuteten eine Ablenkung des Schotterstromes nach O (21 S. 201). Die Beobachtungen zwischen Giersdorf und Langedorf bestätigen diese Vermutung. Dem Finkenbergprofil analoge Schichtenfolgen sind weiterhin in den Kiesgruben des Galgenberges bei Ziegenhals festzustellen (Abb. 8).

Wenden wir uns nun dem Bereich jener Schwelle zu, die zwischen dem Holzberg und den Hutbergen das Zuckmantler Gebirgsrandbecken im N abriegelt. In Betracht kommen die Kiesgruben der Höhe 412 westlich der Straße Ziegenhals—Zuckmantel sowie östlich des Gasthauses „Golf von Florenz". Sie zeigen taschenförmige Reste einer Grundmoräne über gestauchten vier Meter mächtigen Bänken eines Gebirgsrandschotters, die von fluvioglazialen Sanden und Kiesen unterlagert werden. Dieses Profil konnte nach unten durch eine kürzlich zum Zwecke der Wasserversorgung der Stadt Ziegenhals niedergebrachte Bohrung unmittelbar östlich der Höhe 412 am 385 m hohen Talboden des Zechenwassers ergänzt werden. Die Bohrung durchsank folgende Schichten:

0— 1,90 m Alluvium,
—14,30 m grauer Diluvialton,
—16,40 m Geschiebelehm, nicht durchsunken.

Es kann sich nach den Höhenverhältnissen nur um das Liegende jener in den Kiesgruben der Höhe 412 anstehenden Glazialschichten handeln. Der bei 14,3 m erbohrte Geschiebelehm ist eine untere Grundmoräne, entsprechend dem unteren Geschiebelehm des Bieletalprofils. Die generelle Schichtenfolge der Zuckmantler Schwelle ist also:

oberer Geschiebelehm,
oberer Gebirgsrandschotter,
fluvioglaziale Sande,
unterer Geschiebelehm.

Während nun die obere Grundmoräne ihre südlichste Grenze auf der Höhe der Schwelle findet, deren Aufschüttung offenbar die Folge des jüngeren Eisvorstoßes war, reicht der untere Geschiebelehm in das Zuckmantler Becken hinein, wie es in den Ziegeleigruben nördlich der Stadt beobachtet werden kann. Aufschlußreich ist ein Profil bei Stöckicht, das *Klement* beschreibt (107 S. 48). Hier treten unter der unteren Grundmoräne Gebirgsrandschotter auf, die hinsichtlich ihrer stratigraphischen Stellung also untere Gebirgsrandschotter sind, sodaß wir eine vollkommene Übereinstimmung mit dem Bieletalprofil haben.

Für die Klärung der Verhältnisse östlich von Ziegenhals ist die Bohrung an der Braune, 250 m sw der Kote 315, wichtig. Sie durchsank folgende Schichten:

0— 0,80 m	Alluvium,	
— 56,70 m	Geschiebelehm,	Diluvium
— 60,— m	grauer, wasserführender Kies,	Jungtertiär
— 76,— m	blaugrauer Ton mit Kiesel,	
— 80,— m	grauer Ton mit Kiesel,	
— 86,— m	gelber Ton mit Kiesel,	
— 92,— m	grauer Ton mit Kiesel,	
—101,50 m	Grundgebirge.	Devon.

Der 55,9 m mächtige Geschiebelehm steht in den benachbarten Gruben der Chlodwigschen Ziegelei und jener des Freigutes Klettnig an. Er läßt sich entlang der Braune über den südlichen Ortsbering von Ludwigsdorf hinaus ostwärts verfolgen.

Wir können nun den oberen Gebirgsrandschotter in einer Reihe von Aufschlüssen bei Dürr-Kunzendorf, im Bereich des Hegewaldes

Randdiluvium von Ziegenhals
0 1 2 3 4 5 10 km
Ziegenhals
Entw. v. geo. v. E. Anders
Zeichenerklärung:
Grundgebirge
Alluvium
Diluvialschwellen (Elstereiszeit)
Endmoräne (Saaleeiszeit)
Gebirgsrandschotterströme
.....Präglaziale Flussläufe

Karte IV

und bei Böhmischdorf beobachten, die sich zu einem nach O abbiegenden Schotterstrom vereinigen lassen[19]). In einer Grube an der Straße Ludwigsdorf—Arnoldsdorf erscheint über dem zwei Meter aufgeschlossenen oberen Gebirgsrandschotter ein 1,5 m mächtiger Geschiebelehm, der in die gestauchte Schotterbank eingreift. Er entspricht der oberen Grundmoräne der Profile des Giersdorfer und des Bieletales sowie der Zuckmantler Schwelle.

Es seien einige Bemerkungen über die Art und Zusammensetzung des Materials hinzugefügt.

Die Diluvialschichten sind zumeist von Löß überweht. Doch ist die Lößdecke recht dünn und schütter; z. T. handelt es sich um sandigen Schwemmlöß auf sekundärer Lagerstätte. Die Mächtigkeit des oberen Geschiebelehms schwankt zwischen 1 und 2 m. Sein Geschiebereichtum ist wechselnd. Offenbar sind die 1 m großen Findlingsblöcke, die sich allenthalben auf den fluvioglazialen Sanden des Diluvialrückens zwischen Langendorf und Ludwigsdorf finden, Auswaschungsreste des oberen Geschiebelehms. Er ist zumeist in die unterlagernden Bänke des oberen Gebirgsrandschotters eingepreßt, die in fast allen Aufschlüssen Stauchungserscheinungen zeigen (Abb. 8). Sie sind maximal 4 m mächtig, doch nimmt ihre Mächtigkeit nach dem Gebirgsvorlande hin bis auf 0,5 m (westlich Böhmischdorf) ab. Das Gesteinsmaterial besteht aus lokal anstehenden Gesteinen (Quarz, Quarzite, Gneise, Amphibolite, Diabase, Grauwacken u. a.) und ist eckig und plattig und infolge des geringen Transportes wenig abgerollt. Eine deutliche Schichtung mit eingelagerten Kiesstreifen ist wahrzunehmen. Die Beobachtungen haben gezeigt, daß der obere Gebirgsrandschotter sich durch einen höheren Gehalt an Nordikum gegenüber dem unteren auszeichnet. Dies ist verständlich, da ja die obere Schotterbank nach der ersten Eistransgression zur Ablagerung kam und daher das durch diesen Vorstoß herangeschaffte Material fluviatil aufgearbeitet worden ist. Die aus den Geschieben hervorgegangenen Schotter unterscheiden sich von den heimischen Geröllen durch ihre Rundung. Ihr Anteil wächst naturgemäß mit der Entfernung vom Gebirgsrand. Die Gebirgsrandschotter schneiden die mächtigen Sandlager im Liegenden scharf ab. Teils handelt es sich um flachgeschichtete Sande und Kiese wechselnder Korngröße, die in blauen Diluvialton und Bändertone übergehen können. Meistens ist eine lebhafte Kreuzschichtung oder eine deltaartige Schüttung vorhanden. Ihre Mächtigkeit dürfte auf durchschnittlich 20 m geschätzt werden. Darunter liegt das bereits im vorangehenden beschriebene große Lager des untern Geschiebelehms von über 50 m Mächtigkeit. Er ist nicht durchweg homogen, sondern teils sandig, teils mit Übergängen zu tonigen Lagen. Der Geschiebereichtum ist wechselnd. Die oberen Partien sind oft geschiebefrei, wie aus der Grube der Ziegelei nördlich von Zuckmantel zu ersehen war, während in den basalen Schichten stellenweise untere Gebirgsrandschotter aufgearbeitet sind. Im allgemeinen sind die Geschiebelehme ungeschichtet, selten ist eine Schichtung zu beobachten. Sie ist dann fluviatil bedingt, wie das Vorhandensein von Lokalschottern beweist. Die Unterlage des unteren Geschiebelehms ist unmittelbar am Gebirgsrand das kristalline Grundgebirge, auf das er aufgeschoben ist. Dort wo das anstehende Gestein zu einer starken Aufbereitung neigt, treten gelegentlich Lokalmoränen auf. So unweit des Bahnhofs von Langenbrück, wo in einem Schacht an der Straße Langenbrück—Wildgrund unter einer 1 m mächtigen Geschiebelehmschicht ein mit dem Lehm vermengtes chaotisches Gewirr von locker angehäuften Grauwacken-

[19]) Eine Übersicht der Gebirgsrandschotterströme vermittelt auf Grund weiteren Beobachtungsmaterials Karte IV.

schieferplatten beobachtet werden konnte. Die Bohrung an der Braune erwies als Liegendes graue Kiese und eine Folge von grauen und graublauen Tonen, die in das Jungtertiär zu stellen sind. Im Katternbergprofil erscheint unter dem Lehmlager eine etwa 5 m mächtige Bank des unteren Gebirgsrandschotters, die auch nordische Geschiebe enthielt. Darunter folgen flachgeschichtete fluvioglaziale Sande, die in eine Tonlage übergehen und dem tiefgründig kaolinisierten Grundgebirge aufsitzen.

Diese stratigraphische Folge von zwei Geschiebelehmen und zwei Gebirgsrandschottern erreicht ihre westliche Grenze im Zuge des Giersdorfer Tales. Im nördlichen Vorland des Reichensteiner Gebirges und des Nesselkoppenkammes tritt überall nur eine Grundmoräne auf. Im Gebiet der breiten, flachen Lehmplatten zwischen Patschkau und Rathmannsdorf überlagert sie Gebirgsrandschotter, die dem Miozän aufsitzen, und nördlich von Reichenstein werden von ihr pliozäne Kiese und Tone überdeckt, während unmittelbar am Gebirgsrand der Geschiebelehm auf das kristalline Grundgebirge geschoben ist. Östlich des unteren Weidenbachtales, im Bereich des Steinberges, kann folgende diluviale Schichtenserie beobachtet werden:

Geschiebelehm,
Gebirgsrandschotter,
fluvioglaziale Vorschüttungssande,
Miozän.

Dieses Profil entspricht vollkommen dem unteren Profilteil des Ziegenhalser Randdiluviums. Nun haben *Götzinger* und *Jüttner* im Gebiet um Jauernig und Weidenau fluviatile lokale Schotter ausgeschieden, die sie als jung- und postdiluvial bezeichnen (62 S. 64 f. u. 238). Es handelt sich um breite nach N abfallende Schotterkegel, die sich zu einem zusammenhängenden Schotterfeld vereinigen. Sie sind an die Austritte der Gebirgswässer gebunden und lassen sich etwa 5 km in das Vorland hinaus verfolgen. Man hat ihr Verhältnis zu den weiter nördlich unter den Geschiebelehmplatten auftretenden Gebirgsrandschottern nicht eindeutig bestimmen können, doch vermuten auch *Behr* und *von zur Mühlen*, daß sie verschiedenen Altersstufen angehören (21 S. 195). Im Hinblick auf die Verhältnisse der Umgebung von Ziegenhals können wir mit Sicherheit annehmen, daß die Jauerniger Schotter dem oberen Gebirgsrandschotter des Ziegenhalser Randdiluviums entsprechen. Es sind dann die südlich des mittleren Neißelaufes unter dem Geschiebelehm auftretenden Schotterbänke dem unteren Gebirgsrandschotter von Ziegenhals gleichzusetzen, sodaß wir hier zu folgendem generellen Profil kommen:

oberer Gebirgsrandschotter (Jauerniger Schotter),
Geschiebelehm (= unterer Geschiebelehm des Ziegenhalser Diluviums),
unterer Gebirgsrandschotter (Schotter von Alt-Patschkau und Gesäß),
fluvioglaziale Sande und Kiese,
Jungtertiär bzw. Grundgebirge.

Nicht so deutlich ist die stratigraphische Gliederung im Gebiet von Neustadt erkennbar. Die Stadt liegt in einer Schlinge des Goldbaches (Prudnik), die ca. 20 m in die diluvialen Schichten eingesenkt ist. Da über der Talsohle bereits — wie die Römersche Kartierung zeigt — miozäne Tone und Sande angeschnitten sind, so entspricht also hier die Taltiefe der Mächtigkeit des Diluviums. Eine Reihe von Aufschlüssen gewährt einen Einblick in die Stratigraphie. In der Kiesgrube unmittelbar westlich der Straße Neustadt—Kunzendorf ist auf der Höhe des Zeisigberges folgendes Profil aufgeschlossen:

0—1,— m Geschiebelehm,
—3,— m kreuzgeschichtete fluvioglaziale Sande und Kiese,
—5,50 m geschichtete nordische Schotter mit Kieslagen,
—6,50 m flache geschichtete, feine gebänderte Sande,
—8,50 m lebhaft kreuzgeschichtete, helle fluvioglaziale Sande und gröbere Kiese.

Die überdeckende Grundmoräne ist in einer Mächtigkeit von 2,5 m in den Gruben der benachbarten Ziegelei an der Straße Neustadt—Jassen aufgeschlossen. Neben nordischen Erratika fanden sich auch einheimische Geschiebe: Gangquarz mit Diabasadern, Lagengneis (wie er am Steinberg bei Bischofswalde ansteht) und ein Orthogneis, der vollkommen dem Kepernikgneis und dem Gneisgranit von Hertwigswalde gleicht. Es wäre fehl am Platze, hieraus auf eine Schubrichtung des Eises aus WNW bzw. NW zu schließen. Vielmehr handelt es sich wohl um aufgearbeitete Flußgerölle des Neiße- und Bielesystems, wie sie z. B. von *Zeuner* im Gebiet von Waldfurt gefunden worden sind (235 S. 391).

Wesentlich für die Stratigraphie des Neustädter Diluviums ist die 2,5 m mächtige Schotterbank, die vollkommen aus nordischem Material besteht. In der städtischen Kiesgrube am Nordhang des Zeisigberges sind auch einige lokale Schotter (Grauwackensandsteine) anzutreffen, doch treten sie gegenüber dem nordischen Material völlig zurück. In derselben stratigraphischen Stellung wie im Zeisigbergprofil treten sie auch in der Kiesgrube am Lindenvorwerk (südlich der Stadt) auf. Sie zeigt folgendes Profil:

0—0,7 m Geschiebelehm,
—3,2 m fluvioglaziale Sande und Kiese,
darunter vorwiegend nordische Schotter.

Das lokale Material der Schotterbank ist durch die eckige und plattige Form gekennzeichnet. Zumeist sind es stark verwitterte Grauwackenschiefer und -sandsteine; in geringer Zahl Diabase des ostsudetischen Mitteldevons.

Was nun die Altersstellung der nordischen Schotter betrifft, so ergibt sich aus dem Zeisigbergprofil, daß sie älter sind als der überdeckende Geschiebelehm, der mit den ihn unterlagernden Kiesen und Sanden einem Eisvorstoß entspricht. Da aber die nordische Schotterbank nur aus der Auswaschung und fluvatilen Umlagerung einer Grundmoräne hervorgegangen sein kann, deren Geschiebe zu Schottern wurden, so muß notwendigerweise das Vorhandensein eines älteren, unteren Geschiebelehms gefordert werden. Es gibt in der Umgebung von Neustadt kein lückenlos aufgeschlossenes Profil, das die gesamte Diluvialserie über dem Miozän zeigen würde. Doch kann möglicherweise der dem Jungtertiär aufsitzende Geschiebelehm des Braunetales zwischen Wackenau und Neustadt einer unteren Grundmoräne entsprechen.

Wir können also auch am Gebirgsrand von Neustadt zwei Eisvorstöße nachweisen, doch tritt hier die Gliederung des Diluviums infolge des Fehlens von Gebirgsrandschotterströmen nicht derart klar hervor wie in der Gegend von Ziegenhals. Gebirgsrandschotter sind erst weiter südlich an der Reichsgrenze bei Kunzendorf anzutreffen. Am Wege vom Oberdorf zum Lindenberg ist unmittelbar am Waldrand folgendes Profil sichtbar:

0—0,5 m Gebirgsschutt und Gehängelehm,
—2,5 m Gebirgsrandschotter mit Kieslagen,
—? m fluvioglaziale Sande und Kiese.

Die aus Grauwackengeröllen bestehenden Schotter sind vermischt mit gutgerundetem nordischem Material. Jenseits des Kunzendorfer Tales sind diese Schotter als Lesesteine an den Feldreinen aufgehäuft.

Es fanden sich darunter auch Diabase, die aus der mitteldevonischen Aufbruchszone des Oppaberglandes stammen dürften. Der diluviale Schotterstrom querte also die Röwersdorfer Senke, folgte dann aber nicht dem Laufe des heutigen Petersbaches, sondern führte über Waissak, Batzdorf und Kunzendorf in das Vorland hinaus. Den Lauf des Goldbaches (Prudnik) südlich von Neustadt hat er nicht erreicht, wie die Aufschlüsse beweisen, sodaß wir eine Abbiegung nach O vermuten müssen. Ein dem Ziegenhalser Randdiluvium entsprechender zweiter Gebirgsrandschotter ist nicht nachzuweisen, was wohl darauf zurückzuführen ist, daß hier bereits durch den ersten Eisvorstoß eine Ablenkung der Schotterströme erfolgt ist.

Die diluvialgeologischen Untersuchungen des nach SO sich anschließenden Vorlandes des Gesenkes haben keine Gebirgsrandschotter erwiesen. Hier fehlt also die Wechsellagerung von nordischem und lokalem Material, wie sie für das Ziegenhalser Randdiluvium charakteristisch ist. Ein schematisches Diluvialprofil vom Gesenkerand durch das Vorland bis in das Odertal von Cosel, zerfällt hinsichtlich der Mächtigkeit und Stratigraphie des Diluviums in zwei Abschnitte, deren Trennungslinie im Lauf der Zinna gegeben ist. Südlich der Zinna ist die Mächtigkeit gering. Die Gewässer schneiden bereits den prädiluvialen, jungtertiären Untergrund an, über dem in den Aufschlüssen folgende generelle glaziale Schichtenfolge zu beobachten ist:

Löß,
Grundmoräne,
Bänderton (z. T. leicht gestaucht),
fluvioglaziale Vorschüttungssande,
periglazialer Brodelboden,
fluvioglaziale Sande und Kiese,
Grundmoränenreste,
jungtertiärer Untergrund.

Dieses Profil zeigt in seiner Vollständigkeit eine Kiesgrube südlich von Weihendorf, die von *Lindner* beschrieben worden ist (131 S. 18 ff.). Zumeist aber fehlen einzelne Glieder dieser Serie in den anderen Aufschlüssen. Allenthalben finden sich jedoch als Leithorizont zwischen dem Lauf der unteren Oppa und der Zinna Bändertone, die sämtlich in etwa gleichem Niveau von 210 m über NN auftreten (131 S. 20 f. u. 131 a S. 47 f.) und die Sedimente eines zusammenhängenden, großen glazialen Stausees darstellen.

Nördlich der Zinna erreicht das Diluvium gewaltige Mächtigkeiten. Die Bohrung Kostenthal durchsank es erst bei etwa 60 m (203 S. 25 f.), die Bohrung Cosel sogar bei 150 m (150). Die Kostenthaler Bohrung ist für die Gliederung des oberschlesischen Diluviums insofern von großer Bedeutung, als sie den ersten sicheren Nachweis eines Interglazials erbrachte. Es besteht in einer 3,6 m mächtigen Schicht, einer dunkelbraunen bis hellgrauen Diatomeenerde, deren Pollenanalyse eine der heutigen entsprechende Vegetation zur Zeit ihrer Ablagerung ergab (203 S. 23). Unter dieser Interglazialbildung sind zwei Geschiebemergel von 19 m und 6 m Mächtigkeit erbohrt worden, die also einer einzigen Vereisung zuzuordnen sind, während ein dritter, die Diatomeenerde überlagernder Geschiebelehm einer jüngeren Eiszeit entspricht. Analoge Verhältnisse erwiesen die Bohrungen Cosel (150 S. 403) und Matzkirch (233 S. 19) sowie Bohrungen an der Birawka, die gleichfalls drei Grundmoränen, aber keine Interglazialbildungen durchsunken haben.

Aus den vorangehenden Darlegungen geht hervor, daß die Stratigraphie des Randdiluviums längs des Gebirgsrandes zwi-

schen der mittleren Glatzer Neiße und der oberen Oder nicht gleichartig ausgebildet ist. Während wir in seinem westlichen Abschnitt ein Ineinandergreifen von nordischem Material und einheimischen Gebirgsrandschottern vorfinden, fehlt diese Erscheinung im östlichen Abschnitt. Im Vorland des Reichensteiner Gebirges und des Nesselkoppenkammes ist nur eine Grundmoräne vorhanden. Östlich jener Grundgebirgsrippe, die vom Hemmberg zum Steinberg zieht, treffen wir bereits im Giersdorfer Tal und in der Ziegenhalser Gegend zwei überlagernde Geschiebelehme an. Auch die stratigraphischen Verhältnisse der Umgebung von Neustadt bezeugen zwei Grundmoränen, die wiederum weiter südöstlich zwischen der Zinna und dem Gebirgsrand des Gesenkes auftreten. Die südlichsten Grundmoränenreste finden sich in der mährischen Pforte südlich der europäischen Hauptwasserscheide bei Speitsch (Karte in 111 a). Sie sind dem unteren Geschiebelehm des ostsudetischen Gebirgsvorlandes gleichzusetzen, denn der obere Geschiebelehm findet seine südliche Grenze in den Diluvialschwellen von Niklasdorf und Zuckmantel sowie in jener Schwelle, die das Oppatal unterhalb von Jägerndorf begleitet und die wir als Branitzer Diluvialschwelle bezeichnen möchten.

b) Die Südgrenze und die Höhenlage des nordischen Diluviums.

Kartenmäßig wurde die Südgrenze des nordischen Diluviums zuerst von *F. Römer* auf seiner geognostischen Übersichtskarte von Oberschlesien dargestellt (244). Auf Blatt 7 (Skt. Leobschütz) erreicht sie bei Wildgrund 450—460 m und hält sich nach SO längs des Oppabergrandes in ungefähr gleicher Höhe, der Isohypsenführung folgend. Im Hotzenplotzer Hügelland geht die Verbreiterungsgrenze der „nordischen Blöcke" bis auf 280 m hinunter und umschließt hier die höheren Partien des Hügellandes, die frei von nordischem Material sind. Sie ist also eine Abtragungsgrenze, die nichts über die tatsächliche Höhe des Eisrandes und die ursprüngliche Mächtigkeit der diluvialen Decke aussagt.

Ergänzende Fundpunkte entdeckte *von Camerlander* im Oppaberg-land (41 S. 246 ff.). Es handelt sich teils um fluvioglaziale Sandlager wie bei Bransdorf in 415 m Höhe und im Muschelbachtale bei Pittarn bei 400 m. Sie konnten sich nur im Schutze von z. T. bis 3,5 m mächtigen Wanderschuttdecken erhalten. Höhere Lagen erreichen unmittelbar dem Grundgebirge aufliegende erratische Geschiebe: in der Nähe von Kohlbach 440 m hoch, am Berghof bei Gotschdorf 470 m und bei Alt-Reigelsdorf 450 m. Geht aus diesen Fundpunkten hervor, daß das nordische Eis zumindest den Nordostrand des Gesenkes und des Oppaberglandes überschob, so zeigte die Auffindung eines nordischen Granits in Gerlsdorf (330 m) durch *Bartonec* (3 S. 214), daß sein Rand bis etwa Fulneck gereicht haben muß. Auch aus der Freudenthaler Gegend (470 m) sind Findlinge bekannt (131 b S. 50). *Hassinger* hat gelegentlich seiner morphologischen Studien in der mährischen Pforte nachweisen können, daß das Eis bis an die 340—360 m hohe europäische Hauptwasserscheide von Mähr.-Weißkirchen vorgerückt ist und daß seine Schmelzwässer nordisches Material in das Betschwa- und

Marchsystem verfrachtet haben (84 a S. 287 f.). Wir haben hier den südlichsten Punkt des nordischen Diluviums vor uns.

Für den Gebirgsrandabschnitt westlich der Freiwaldauer Biele liegen Angaben von *Götzinger*, *Finckh*, *Jüttner* und *Dathe* vor. Dathe erwähnt erratische Blöcke in den Sudeten bis 560 m Meereshöhe (50 S. 69). Nach seinen Feststellungen drang das nordische Eis durch den Neißedurchbruch und die Paßeinschartung von Neudeck in den Glatzer Kessel (50 S. 70 u. 72). Die Kartierung im Gebiet des Reichensteiner Gebirges ergab Fundpunkthöhen von 450 bis 485 m: bei Woitzdorf 465 m, bei Kaltseifen 485 m, am Habichtsbergsattel 475 m (62 S. 53).

Es gelang nun bei der Begehung des Nordrandes des Oppabergl andes bei Wildgrund ein noch höheres Vorkommen von diluvialen Sanden und Geschieben zu entdecken. Es liegt am oberen Rand der miozänen Abrasionsterrasse in der obersten der drei diluvialen Erosionskerben am Nordabfall der Bischofskoppe (Abb. 4); ungefähr 150 m westlich des Forsthauses Annahof, wo sich der Amalienweg mit einem von der Kolonie Bolkenthal zum Forsthaus heraufkommenden Feldweg kreuzt. Der etwa 1,75—2 m hohe Aufschluß zeigt unter einer 0,5—1 m mächtigen Schicht von plattigem Grauwackenschiefer und Gehängelehm 0,75 m tief aufgeschlossene fluvioglaziale Sande mit einzelnen fremden Geschieben. Die Sande sind rostfarben gebändert, feinkörnig und deutlich geschichtet. Die eingebackenen Geschiebe sind gut abgerollt. Es fanden sich ein Quarzporphyr von 10 cm Durchmesser und mehrere nordische Quarzite bis 15 cm Durchmesser.

Das Vermengtsein von erratischen Geschieben und fluviatilen Sanden spricht dafür, daß sie sich bereits auf sekundärer Lagerstätte befinden, umgelagert durch eine Entwässerungsader zwischen Gebirgsrand und Eisrand. Sie ist auch der Urheber jener diluvialen Erosionskerben, wie der auf dem Boden der Kerbe unter günstigen Bedingungen erhaltene Rest von Sanden und erratischem Nordikum beweist. Diese erosiven Grundgebirgseinkerbungen, die an den Hängen der Bischofskoppe gegen Wildgrund zu beobachten sind, streichen senkrecht zur Abdachung und können daher nur durch ein entlang des Gebirgsrandes abgelenkte Entwässerung verursacht worden sein. Sie sind zweifellos diluvial, bedingt durch eine hohe Eisrandlage, wie ja auch das Vorkommen von fluviatilem und nordischem Material beweist.

Unser soeben beschriebenes diluviales Sand- und Geschiebelager hat eine Höhe von 515 m und ist somit das höchste nordische bisher gefundene Diluvium der Ostsudeten und der westsudetischen Gebirge südöstlich des Neißedurchbruchs von Wartha.

Wir haben jedoch noch ein weiteres Kriterium, um auf eine noch höhere Eisrandlage zu schließen. Es ist in den Verhältnissen unmittelbar am nördlichen Abfall der Silberkoppe gegeben. Der Hang fällt unter dem Gipfel zunächst relativ steil ab, verflacht sich aber bei etwa 570 m Höhe, in einem Niveau, in dem die Erhebung des vorgelagerten Schloßberges (571 m) liegt. In dieses Niveau ist zwischen Silberkoppe und Schloßberg eine fast 70 m tiefe Einsattelung gesenkt, die unmöglich durch erosive Beeinflussung von Seiten des Seifenbaches und jenes kleinen unbenannten Grabens, der nach NO entwässert, entstanden sein kann. Aber dennoch stellt sie eine Erosionsform dar, denn ihre Gehänge sind mit ausgeprägter Kante gegen das 570 m-Niveau abgesetzt und ihre Steilheit verrät, daß sie keinesfalls das ausschließliche Produkt eines Abtragungsprozesses sein kann. Sie stellt zweifellos gleichfalls eine diluviale fluviatile Einkerbung dar, deren Boden in gleicher Höhe mit dem der Erosionskerbe westlich der Försterei Anna-

hof liegt (bei etwa 510 m). Sie ist die verbindende glaziale Hohlform von den Kerben westlich des Seifenbachtales und der Röwersdorfer Senke, deren Charakter als großer, urstromtalähnlicher Abzugskanal glazialer Schmelz- und Gebirgsgewässer wir noch kennen lernen werden.

Da diese Hohlform in ein Niveau von 570 m eingeschnitten ist, ergibt sich am Gebirgsrand eine maximale Eisrandhöhe von fast 600 m. Sie entspricht also den Verhältnissen in den Westsudeten, wo erratische Blöcke und Eisrandhöhen bei ähnlichen Höhen liegen (vgl. 97 a, S. 268). Demnach ist das Eis bedeutend tiefer in die Gebirgstäler und -becken eingedrungen, als ursprünglich für die Ostsudeten angenommen wurde. Es gelangte nicht nur durch den Neißedurchbruch und den Neudecker Paß in den Glatzer Kessel, sondern entsandte auch eine schmale Eiszunge in die Einsattelung von Rosenkranz (583 m). In das Freiwaldauer Becken drang der Eisstrom sowohl über das Gemärke (572 m) als auch im Bieletal aufwärts bis Ober-Thomasdorf. Er überfuhr den 542 m hohen Holzberg bei Ziegenhals und füllte das Zuckmantler Becken aus, überdeckte den NO-Rand des Oppaberglandes und floß augenscheinlich auf der Plateaufläche des Gesenkes über. Das Eis überschritt weiterhin nicht allein die europäische Hauptwasserscheide in der mährischen Pforte, sondern stieß offenbar auch über sie in den Depressionen von Liebau und Waltersdorf (560 m) westlich des Odergebirges vor, so daß seine Schmelzwässer das Bistricasystem erreichten.

c) Die Strömungsrichtung des nordischen Inlandeises.

Anhaltspunkte für eine Ermittlung der Strömungsrichtung des Eises finden sich in der Geschiebeführung. Die *Hesemannsche* Geschiebeanalyse ergab für das Gebiet südlich der mittleren Glatzer Neiße eine Geschiebevergesellschaftung von kristallinen Gesteinen der Alandsinseln, Finnlands, aus dem mittleren Schweden und Dalarne, die charakteristisch für die Elstereiszeit ist (24, S. 205 f.). Sie ist auch längs des Gesenkerandes zu beobachten, wo die ostfennoskandischen Leitgeschiebe vorherrschen (131 a, S. 49). Ist damit schon aller Wahrscheinlichkeit nach eine Stoßrichtung des Eises von NO her gegeben, so können uns vor allem Erratika des schlesischen Anstehenden wichtige Aufschlüsse geben.

Am Gebirgsrand bei Reichenstein finden sich in größerer Zahl Basaltgeschiebe (62, S. 53), die augenscheinlich von den Basaltdurchbrüchen der Münsterberger Gegend (Eichau, Taschenberg) stammen und eine südwestlich gerichtete Eisbewegung voraussetzen; denn sie treten südöstlich von Reichenstein vollkommen zurück. *Bederke* fand bei Neudeck ein

größeres Geschiebe von Reichensteiner Arsenerzgestein, woraus zu schließen ist, daß eine vom Gebirgsabfall erzwungene Eisströmung am Gebirgsrand nach W in die Neudecker Paßzone gerichtet gewesen sein muß (62, S. 52).

Aus der Ziegenhalser Umgebung liegen Anhaltspunkte in den Stauchungserscheinungen der oberen Gebirgsrandschotter vor. In der großen Kiesgrube des Galgenberges westlich der Stadt tritt uns über fluvioglazialen Sanden eine nach SW überkippte Schotterfalte entgegen (Abb. 8); sie bezeugt eine Schubrichtung des Eises von NO her. An der nördlichen Gemarkungsgrenze der Stadt Zuckmantel, in der städtischen Kiesgrube östlich des Gasthauses „Golf von Florenz", sind ähnliche stratigraphische und Lagerungsverhältnisse gegeben. Jedoch streicht hier die Achse der flach aufgewölbten Schotterbank westöstlich, so daß demnach das Eis mit NS-Richtung in den Nordteil des Zuckmantler Beckens zwischen dem Holzberg und den Vorbergen der Bischofskoppe eingeströmt sein muß. Es zeigt sich an diesen Beispielen, wie in den Tieflandseinbuchtungen des Gebirgsrandes der Eisstrom in seiner Bewegungsrichtung durch die Grundgebirgsgestaltung bestimmt wird.

Deuten die Verhältnisse am Gebirgsrand südlich der mittleren Glatzer Neiße auf eine nach SW gerichtete Eisbewegung hin, so kam *Lindner* für das Leobschütz-Ratiborer Gebiet zu anderen Annahmen. Er schließt aus dem Fehlen von Muschelkalkgeschieben und der Lage der Liptiner Basaltblöcke zum Bieskauer Basaltdurchbruch sowie aus den cenomanen Kreidesandsteingeschieben von Weihendorf auf ein Vorrücken des Eises von NW her (131 a, S. 49). Demgegenüber ist festzustellen, daß Muschelkalkgeschiebe hier zwar relativ selten sind, aber nicht gänzlich fehlen. Der Verf. konnte sie z. B. in einer Kiesgrube unmittelbar nördlich von Autischkau in lebhaft kreuzgeschichteten und mit Nordikum vermengten Sanden beobachten. Desgleichen berichtet *Zeuner* für das Gnadenfelder Gebiet von Geschieben aus dem Annabergmuschelkalk und dem polnischen Jura (233, S. 22). Die Liptiner Basaltgeschiebe eignen sich für eine Richtungsbestimmung des Eisflusses insofern nicht, als sie sehr dicht an der Ausbruchsstelle von Bieskau liegen, und zwar mehr südlich als südöstlich davon. Wir müssen damit rechnen, daß die Bieskauer Basaltkuppe die Fließrichtung des moränenführenden Eises im engeren Bereich beeinflußt haben wird. Bestünde die *Lindnersche* Auffassung zu Recht, so wäre die Tatsache nicht zu erklären, weshalb ein zweiter Vorstoß des Elstereises nur im Gebiet beiderseits der Biele von Ziegenhals, nicht aber, wie wir ja sahen, westlich davon im Bereich des Friedeberger Granits nachgewiesen werden kann. Wie auch aus den gestauchten Schotterbänken zu ersehen ist, kam der Eisvorstoß von NO.

Dies ist wohl — entgegen der *Lindnerschen* Ansicht — als die allgemeine Bewegungsrichtung des Eises im Gebirgsvorland anzusehen. Abweichungen von dieser Richtung sind naturgemäß durch die Gestaltung des prädiluvialen Untergrundes bedingt; sie sind aber insbesondere am stark gegliederten Gebirgsrand des Altvatergebirges von der Anordnung vorspringender Grundgebirgspartien bestimmt.

d) Schlüsse auf den Umfang und die Bewegungsweise der Eisvorstöße.

Es liegt nun ein auffallender Widerspruch in der Tatsache, daß das nordische Inlandeis eine erheblich größere Reichweite nach S hatte, als durch erratische Geschiebe belegt werden kann. Die stratigraphischen Beobachtungen im Gebirgsranddiluvium zeigen eine Massierung des nordischen Materials, vor allem von größeren Blöcken unmittelbar am Gebirgsfuß. Sie tritt uns im Kartierungsgebiet von *Götzinger* und *Finkh*, die nach ihrer Größe und Lage auffallende fremde Findlingsgeschiebe kartenmäßig fixiert haben (238), entgegen. Es gelang, in der weiteren Umgebung von Ziegenhals allenthalben eine Menge von Findlingsblöcken festzustellen, deren Durchmesser in vielen Fällen recht erheblich ist. Ein großer Teil ist in den Gebirgsrandschottern verarbeitet, wie die Aufschlüsse der Zuckmantler und Niklasdorfer Diluvialschwelle zeigen. Auch *Cramer* berichtet von einem „auffallenden Reichtum an größeren und großen nordischen Geschieben" vor dem Rand des Oppaberglandes bei Bratsch, Mocker, Pilgersdorf und Bleischwitz, der gegenüber den Verhältnissen des nördlichen Leobschützer Landes absticht (48 a S. 365), und die Untersuchungen *Hassingers* ergaben unmittelbar am Hauptwasserscheidegebiet von Mähr.-Weißkirchen zahlreiche größere Erratika bei Klötten, Grafendorf und Speitsch (84 a S. 285 ff.).

Diese Beobachtungen erweisen eine größere Ansammlung von erratischen Blöcken und kleineren Geschieben längs des Gebirgsrandes, die in der Lücke der mährischen Pforte am weitesten nach S reicht. Wir können direkt von einem Grundmoränenmaterialstau sprechen, der durch den Widerstand des Gebirgsrandes bedingt erscheint. Diese Erscheinung entspricht auch der Tatsache, daß der Geschiebelehm am Rand des Grundgebirges zu mächtigen Lagern zusammengepreßt worden ist. Wir haben bereits bei der Erörterung des Ziegenhalser Randdiluviums darauf hingewiesen.

Es ist nun merkwürdig, daß wir nur geringe oder gar keine Spuren einer Eistransgression im Gesenke finden, trotzdem das Eis es überfahren haben muß. Wir finden auf dem Gesenkeplateau keine Geschiebelehme und Ansammlungen von fremden Blöcken. Die höchsten glazialen Sande sind, wie wir gesehen haben, nur am Rand des Oppaberglandes nachgewiesen. Diese Tatsache kann nicht aus der postglazialen Abtragung allein erklärt werden, da sich ja fremde Geschiebe in den Flußschottern des Gesenkes finden müßten oder auf den Orten ihrer Ausschmelzung und Auswaschung, den platten Riedelflächen, zu beobachten sein müßten. Davon ist aber nichts bekannt.

Eine weitere Merkwürdigkeit besteht in den Verhältnissen bei Wildgrund. Die diluvialen Erosionskerben reichen am Nordhang

der Bischofs- und Silberkoppe bis 570 m Höhe hinauf und setzen eine Eisrandhöhe von nahezu 600 m voraus. Das glaziale Sandlager unweit der Försterei Annahof liegt bei 515 m. Vergleicht man damit die Höhenlage des Vorlanddiluviums von 380 m am Fuße des Kreuz- und Birkberges, so ergibt sich ein Höhenunterschied von fast 200 m, der zugleich die maximale Firnmächtigkeit des nordischen Eises für diesen Bereich angibt. Denn daß es sich hier nicht um eine postglaziale Heraushebung des Gebirges gegenüber dem Vorlande handeln kann, ist aus dem Fehlen von Gefällsstufen und Hängetälern zu entnehmen. Eine Eisrandhöhe von 600 m aber würde, worauf *Berg* im Hinblick auf das 540 m hohe Diluvium von Gottesberg hingewiesen hat, eine unwahrscheinlich große Eismächtigkeit über Norddeutschland und Skandinavien voraussetzen, um bei Überwindung der inneren und der Bodenreibung eine strömende Südbewegung auszulösen. So gelangt er zu der These, daß vielleicht ein „kleines sekundäres Teilmaximum" der Firneismasse vor dem Sudetenrand gelagert habe. Es sei meteorologisch bedingt und stelle „ein Gebiet maximaler Niederschläge, das nach S wie eine Welle wandert", dar (22, S. 216 f.). Diese *Bergsche* Hypothese, die zunächst aus der Erklärung des hochgelegenen Nordikums in den Sudeten begründet wird, würde in unserem Untersuchungsgebiet noch einen anderen Umstand deuten können: nämlich das Fehlen bzw. das seltene Auftreten von nordischem Material im Gesenke.

Die Studien am rezenten Inlandeis haben ergeben, daß ihm — im Gegensatz zu den alpinen Gletschern — die Obermoränen vollkommen, fehlen, daß Schutt- und Geschiebemassen nur als Grundmoräne an der Basis des Eises mitgeführt werden (221 a S. 115). Eine enorme Schuttführung der untersten Eispartien verringert aber ihre Bewegungsfähigkeit, sodaß sich die oberen Eisschichten über sie hinwegbewegen (189 a S. 800 f.). Dies wird besonders dann eintreten, wenn sich noch hemmende Unebenheiten des Eisuntergrundes einstellen, zumal mehr oder weniger scharfe Gebirgsränder wie in unserem Falle. Sie müssen die Bewegungsgeschwindigkeit des basalen, moränenführenden Eises vollkommen aufheben, während infolge der geringeren Reibung die oberen, geschiebelosen Eisdecken darüber hinweggleiten.

Auf die Verhältnisse unseres Untersuchungsgebietes übertragen, würde sich folgendes ergeben: Die Zone glazialer Akkumulation des Inlandeises am Gebirgsfuß ist der Absatz seiner zum Stillstand gekommenen basalen Schichten. Die Aufhebung der Eisbewegung wurde nicht nur durch den Gebirgsrand allein bewirkt, sondern offenbar im hohen Maße bereits durch das bewegte Relief der vorgelagerten ostsudetischen Hügelzone, die sich als ausgesprochener „Moränenfänger" erweist. So sind in die Granitkuppenlandschaft von Weidenau-Friedeberg ausgedehnte Geschiebelehmlager eingepreßt, die die präglazialen Hohlformen verstopfen und nivellierend wirken (238). Über das bewegungslose Eis am Gebirgsrand glitten höhere Eisdecken, die geschiebe-

und moränenfrei waren und das Gesenke bis 600 m Höhe überfuhren. Folgen wir der Hypothese *Bergs*, so ist das Südwärtswandern höherer Eisdecken auf eine gleichgerichtete Bewegung eines sekundären Teilmaximums der Firneismassen zurückzuführen, das ursprünglich über dem Vorland lagerte. Da es aber einen Bereich maximaler Niederschläge, die nach ihrer Verfirnung die höheren, abgleitenden Eisschichten bildeten und zusammensetzen, darstellt, so ist auch ihre Geschiebelosigkeit erklärlich. Diese oberen Eisdecken kamen mit Moränenmaterial nicht in Berührung, so daß sich blankes Eis auf das Gesenkeplateau schob. Stellenweise mag etwas von dem am Gebirgsrand hochgepreßten Nordikum südwärts verfrachtet worden sein, wie ja die Funde im nordöstlichen Oppabergland, bei Freudenthal und Gerlsdorf beweisen.

Das Eis wird auf der Kulmoberfläche des Gesenkes eine splitternde Erosion ausgeübt haben, was zur Bildung von Lokalmoränen Anlaß gegeben haben mag. Wir kennen solche Lokalmoränen, allerdings mit nordischem Material stark vermengt, auch am Gebirgsrand. Wir konnten sie in einem ausgehobenen Schacht in der Nähe des Bahnhofs von Langenbrück beobachten, wo über dem Grundgebirge ein chaotisches Gewirr von eckigen und plattigen Kulmschieferstücken, die in den Geschiebelehm eingelagert waren, zu sehen war. Auch *Cramer* berichtet von Lokalmoränen aus dem östlichen Hotzenplotzer Hügelland (48 a, S. 365). Derartige Bildungen, nur frei von nordischen Beimengungen, mögen auf dem Gesenke entstanden sein. Sie sind jedoch nach dem Abschmelzen des Eises entweder fluviatil zu Flußschottern umgeformt worden oder sind während der folgenden periglazialen Klimaphasen, da ihre Mächtigkeit nicht erheblich gewesen sein wird, im mechanisch verwitterten Kulmschutt aufgegangen. So ist es nicht mehr möglich, sie in der Schuttdecke als Lokalmoränen zu erkennen.

Diese Deutung scheint, da man ein Überfließen des nordischen Inlandeises auf dem Gesenke annehmen muß, die plausibelste zu sein. Die diluvialgeologischen Verhältnisse am ostsudetischen Gebirgsrand erweisen also durchaus die Berechtigung der *Bergschen* Hypothese.

e) Die Altersstellung des Randdiluviums.

Aus den stratigraphischen Verhältnissen des Ziegenhalser Randdiluviums ist zu ersehen, daß zwei Eisvorstöße den Gebirgsrand erreicht haben. Sie sind durch einen oberen und unteren Geschiebelehm bezeugt. Beide Grundmoränen lassen sich längs des ostsudetischen Gebirgsrandes nach SO bis an den Lauf der Oder oberhalb der Zinnaeinmündung verfolgen.

Der erste Eisvorstoß reichte am weitesten nach S und brachte die mächtigen Lager des unteren Geschiebelehms von Ziegenhals zur Ablagerung. Mit einer durchschnittlichen Eisrandhöhe von 600 m überfuhr er die ostsudetische Hügelzone und drang in die Becken von Zuckmantel, Niklasdorf und Freiwaldau. Das Eis floß über das Gesenkeplateau und überschritt die europäische Hauptwasserscheide bei Mähr.-Weißkirchen in der mährischen Pforte. Hier reichen Grundmoränenreste bis an die Betschwa heran. Wir bezeichnen daher diesen Vorstoß des Eises als Betschwaphase[20]).

Die zweite nachweisbare Eistransgression fand ihre südlichste Randlage auf den Höhen der Diluvialschwellen von Zuckmantel und Niklasdorf, wo die Reste einer oberen Grundmoräne anzutreffen sind. Ihre südöstliche Fortsetzung jenseits des Hotzenplotzer Hügellandes ist in der Branitzer Diluvialschwelle gegeben, die mit den endmoränenartigen Höhen von Kuchelna die Oder erreicht. Darüber hinaus wird diese Randlage östlich der Oder durch einen Hügelzug, der von Loslau über Sohrau ostwärts streicht und die breite Olsa-Weichselniederung im N abschließt, bezeichnet. Im W ist das Eis dieses Vorstoßes nicht in das Vorland des Reichensteiner Gebirges und des Nesselkoppenkammes gelangt. Der zweite Vorstoß, den wir nach seiner Endlage in den Diluvialschwellen nördlich des mittleren Laufes der Freiwaldauer Biele und der Oppa unterhalb Jägerndorf als Biele-Oppaphase bezeichnen wollen, hat also ein weit geringeres Areal bedeckt als die Eistransgression der Betschwaphase.

Der Rückzug des Eisrandes des Betschwavorstoßes im westlichen Abschnitt war relativ gering, denn der obere Geschiebelehm endet am nördlichen Ausgang des Giersdorfer Tales, während weiter gegen die mittlere Neiße zu nur ein Geschiebelehm anzutreffen ist. Im östlichen Abschnitt haben die Bohrungen von Kostenthal und Cosel noch beide Moränen durchsunken, so daß

---

[20]) Die Umbiegung der Betschwa bei Meseritsch aus der S-N- in die O-W-Richtung ist die Folge der Eisrandlage dieser Phase. Der vorquartäre Betschwalauf ist, den allgemeinen Abdachungsverhältnissen folgend, über Palzendorf und Deutsch-Jasnik in das Odertal zu ziehen, nicht aber wie *Knopp* annehmen möchte, südlich des Malinikwaldes. Das Durchbruchstal von Töplitz östlich von Mähr.-Weißkirchen, das die nordöstlichen Kulm- und Devonkalkpartien des Malinikwaldes abschneidet, ist ein vollkommenes Analogon zu den Verhältnissen am Gebirgsrand von Ziegenhals. Der kanyonartige Durchbruch ist kein Regressionstal (Knopp: 111 a S. 32), sondern ein diluviales epigenetisches Tal. Der Wechsel der Talbreite im Laufabschnitt zwischen Meseritsch und Mähr.-Weißkirchen erklärt sich aus dem Gesteinswechsel: breite Talung im Bereich der relativ weicheren tertiären Gesteine des Subbeskidikums und der Teschener Decke, Engtal in den harten Grauwackensandsteinen und Devonkalken.

wir als nördlichste Lage des Inlandeises vor seinem zweiten Vorstoß eine Linie von Deutsch-Wette etwa über Oberglogau ostwärts annehmen müssen. Während im Vorland des Gesenkes die chronologische Einordnung der diluvialen Sedimente keineswegs geklärt ist, haben die geschiebeanalytischen Untersuchungen *Hesemanns*, die im Zusammenhang mit den Übersichts- und Kartierungsaufnahmen *Behrs* und *von zur Mühlens* durchgeführt worden sind, ergeben, daß die mittlere Glatzer Neiße die Grenzlinie von Saale- und Elstervereisung darstellt (21, S. 205 f). Das Material der Gießmannsdorfer Endmoränen nördlich der Neiße besteht zu 50% aus Gesteinen Südschwedens — also eine Geschiebeführung, die der Saalevereisung entspricht —. wohingegen südlich der Neiße vor allem finnische Geschiebe und solche von den Alandsinseln vorherrschen, die für die Elstervereisung charakteristisch sind. Somit gehören beide Eisvorstöße am Gebirgsrand von Ziegenhals der Elstereiszeit an.

Für die Altersstellung des Diluviums im anschließenden östlichen Bereich sind zwei Momente maßgebend: einmal die Stratigraphie und zum anderen die diluvialmorphologischen Verhältnisse.

Die außerordentliche Bedeutung der Kostenthaler Bohrung für die chronologische Einordnung ist bereits betont worden. Es sei zunächst ein Irrtum *Lindners* berichtigt, der augenscheinlich auch seine zeitliche Gliederung des Diluviums bestimmt hat. Aus dem von *Schubert* beschriebenen Bohrprofil (203) ist ersichtlich, daß die interglaziale Diatomeenerde zwei untere Grundmoränen einer älteren Vereisung von dem überlagernden Geschiebemergel einer zweiten Vereisung trennt, während nach *Lindner* die unterste Grundmoräne der ersten und die beiden oberen Geschiebemergel der zweiten Vereisung angehören sollen (131, S. 5 f.). Es sind die beiden unteren Grundmoränen vielmehr, wie die Stellung des Interglazials ergibt, einer Eiszeit zuzuordnen. Ihre Geschiebeführung zeigt vor allem Gesteinsmaterial der baltischen Länder, Finnlands und Mittelschwedens (203, S. 27) und kennzeichnet sie somit als elstereiszeitlich. Die Diatomeenerde gehört demnach in das Elster-Saale-Interglazial, während der oberste Geschiebemergel dann also saaleeiszeitlichen Alters ist.

Dieser tritt aber nicht mehr südlich der Zinna auf. Denn hier sind nur zwei Grundmoränen nachgewiesen, die durch keine interglaziale Bildung geschieden sind. Wenn *Lindner* dennoch die beiden Grundmoränen zwei verschiedenen Vereisungen zuweist, so ist diese Auffassung aus dem stratigraphischen Befund, wie er in den Profilen von Weihendorf und Makau vorliegt (131, S. 18 ff.), nicht zu halten. Die dem Pliozän aufsitzenden, aus einer Blocklage bestehenden Grundmoränenreste sind elstereiszeitlich und desgleichen die sie überlagernden groben Kiese und Sande, die offenbar von Gewässern herstammen, denen die

Auswaschung der unteren Grundmoräne zugeschrieben werden muß. Denn daß es sich nicht um glaziale Vorschüttungssande eines neuen Eisvorstoßes handeln kann, beweist der hohe Gehalt an einheimischem Gesteinsmaterial. Der darüber folgende Brodelboden ist periglazialer Entstehung, gebildet in jenem Zeitraum, da der Eisrand bis zu der im vorangehenden bezeichneten Linie Deutsch-Wette—Oberglogau abgeschmolzen war. Er erweist sich somit als eine Interstadialbildung. Darüber kommt nun die Ablagerungsserie eines weiteren Eisvorstoßes, beginnend von unten mit kreuzgeschichteten fluvioglazialen Vorschüttungssanden, die nach oben in Bändertone übergehen, die wiederum von einer Grundmoräne überkleidet werden. Wenn *Lindner* diese Serie in die Saaleeiszeit stellt (131, S. 20), so erscheint diese Altersstellung keineswegs gerechtfertigt. Denn der neuerliche Eisvorstoß erfolgte ja über eine durch den Brodelboden gekennzeichnete periglaziale Oberfläche und stellt somit eine jüngere Phase einund derselben Vereisung, nämlich der Elstereiszeit dar. Wir haben ihn, da seine Grundmoräne bis an die Diluvialschwellen längs des Biele- und Oppalaufes reicht, als die Biele-Oppaphase bezeichnet und ihn der Betschwaphase gegenübergestellt, der die unterste Grundmoräne des Kostenthaler und Weihendorfer Profils und die Moränenreste auf der Hauptwasserscheide von Mähr.-Weißkirchen angehören.

Geht also bereits aus der Stratigraphie hervor, daß die Zinna als die Grenze der Saale- und Elstervereisung anzusehen ist, so sprechen hierfür auch die diluvialmorphologischen Verhältnisse.

Den mittleren Lauf der Glatzer Neiße begleitet im N die Gießmannsdorfer Endmoränenstaffel, die eine Frische der Formen aufweist, wie sie sonst nirgendwo in Schlesien zu beobachten ist und lebhaft an norddeutsche Endmoränengebiete erinnert. Unmittelbar nördlich davon schließt sich ein zweiter, parallel verlaufender Endmoränenzug von Münsterberg über Boitmannsdorf an, der die Neiße quert und bis Falkenberg reicht. *Woldstedt* sah in den Höhen, die von Grottkau nach Lossen streichen, eine Fortsetzung dieser Endmoränenstaffel (vgl. 226, Übersichtskarte), doch haben *Behr* und *von zur Mühlen* durch eingehende Aufnahmen erwiesen, daß dieser Zusammenhang nicht besteht (19 S. 764).

Suchen wir nach der östlichen Fortsetzung des Gießmannsdorfer Endmoränenzuges jenseits der Neiße, so finden wir hinsichtlich der morphologischen Formen kein Gegenstück. Die hier entsprechenden Höhenzüge bilden breitgewölbte, zertalte und zerdellte Hügelrücken, die nur im Zwickel zwischen Zinna- und Oderlauf ein stärker bewegtes Relief aufweisen. Die kuppige Oberflächengestaltung fehlt gänzlich. Für diesen morphologischen Gegensatz scheinen drei Gründe bestimmend zu sein. Einmal die Tatsache, daß die Gießmannsdorfer Endmoräne eine Stauchmoräne darstellt, deren Kern aus aufgepreßtem Tertiär besteht (238), während die hier in Betracht kommenden Höhen nördlich der Zinna ein über 60 m mächtiges Diluvium aufweisen, das Tertiär also in großer Tiefe ansteht, und eine breite, ungehinderte glaziale Aufschüttung Platz greifen konnte. Zum anderen liegt die lokale Erosionsbasis im Bereich der Gießmannsdorfer Staffel relativ tiefer — der Höhenunterschied der Kuppen von Gieß-

mannsdorf und der Neißetalsohle bei Eichenau OS. beträgt 90 m — als im Zinnagebiet, sodaß also hier die Reliefbewegtheit als Folge der erosiven Wirksamkeit, die wiederum von der relativen Höhenlage der Erosionsbasis abhängig ist, geringer ist. Dort, wo die Oder unterhalb Ratibor die tiefgelegene örtliche Erosionsbasis für das Hügelland ihres westlichen Ufers bildet, beobachten wir daher eine größere Reliefenergie. Und schließlich spielt auch eine gewisse Rolle die Mächtigkeit der Lößdecke, die nivellierend auf die glaziale Oberflächengestaltung wirkt. Im Gebirgsvorland um Leobschütz ist sie stellenweise außerordentlich groß, weshalb wir vom wirtschafts- und siedlungsgeographischen Standpunkt aus auch vom „Leobschützer Lößland" sprechen.

Diese Gegebenheiten erklären die Tatsache, daß der Endmoränenzug östlich der Neiße nicht mit einer derartigen Deutlichkeit sowohl in Karten- wie im Landschaftsbild in Erscheinung tritt, wie es für den Gießmannsdorfer Abschnitt der Fall ist. Wir sehen das Mittel, um seinen genauen Lauf festzulegen, in der Anordnung des Gewässernetzes (Karte II). Daß Eisrandlagen bestimmend auf die Entwässerungsrichtung gewirkt haben, ist eine allgemeine Beobachtung im norddeutschen Tiefland. Gleiche Erscheinungen liegen im südwestlichen Oberschlesien vor. Die vom Gebirge herabströmenden Gewässer münden nämlich nicht geraden Laufes in die Oder, sondern zeigen unmittelbar am Gebirgsrand und im Gebirgsvorland auffallende Umbiegungen der Laufrichtungen, die den allgemeinen Abdachungsverhältnissen widersprechen.

Von Ratibor zieht nordwestwärts eine Wasserscheide über Leobschütz und Deutsch-Rasselwitz bis Oppersdorf, die zwei senkrecht zueinander gerichtete Entwässerungsrichtungen scheidet: die nach NO zur Oder hinziehenden Talungen der Steine, des Mühlbaches und anderer Zuflüsse der Zülz, des Stradunabaches, des Erlengrabens usf. und die nach SW parallel zur Wasserscheide gerichteten Entwässerungsadern des Zinnasystems und der oberen Hotzenplotz. Es liegt nahe, in den Höhen der Wasserscheide eine Eisrandlage zu erblicken, die die Ablenkung der südlichen Gewässer bewirkte. Da nun die Wasserscheide zugleich die südlichste Grenze der obersten, saaleeiszeitlichen Grundmoräne darstellt — dies ergeben die stratigraphischen Verhältnisse beiderseits der Zinna —, so entsprechen die wasserscheidenden Höhen zwischen Ratibor und Neiße der Gießmannsdorfer Endmoränenstaffel, deren alleinige südöstliche Fortsetzung sie sein können. Wir haben also den südlichsten Vorstoß der Saalevereisung vor uns, den wir nach der Lage seiner Endmoränen an den linken Ufern der mittleren Glatzer Neiße und der Zinna als Neiße-Zinnaphase bezeichnen wollen. Diese, das Gebirgsvorland parallel zum Gebirgsrand durchziehende Endmoränenfolge wird an zwei Stellen unterbrochen: einmal durch den N-S-Lauf der

Neiße unterhalb der Stadt Neiße und zum andern durch das Tal der Hotzenplotz bei Deutsch-Rasselwitz. Es sind postglaziale Durchbruchstäler der Saaleeiszeit (Karte II).

Fassen wir nun das im vorangehenden Gesagte zusammen, so ergibt sich folgende zeitliche Gliederung des oberschlesischen Randdiluviums westlich der Oder:

Saaleeiszeit: Neiße-Zinnaphase = Riß I
Elstereiszeit: Biele-Oppaphase = Mindel II
Betschwaphase = Mindel I.

VIII. Die morphologischen Einwirkungen des nordischen Inlandeises auf das Grundgebirge

Den diluvialen Formenschatz des Gebirgsrandes können wir nach genetischen Gesichtspunkten untergliedern in jene Formen, die durch die unmittelbare Einwirkung des Inlandeises entstanden sind und solche, die ihm mittelbar ihre Entstehung verdanken. Im ersten Falle handelt es sich um das Ergebnis der flächenhaft wirkenden abhobelnden und ausschleifenden Erosion des Eises und im zweiten Falle um Formen, die lokal und linear auftreten und ihrem Ursprunge nach fluviatil sind, geschaffen durch die zwischen Eis- und Gebirgsrand abströmenden Schmelz- und Gebirgswässer.

a) Das Glazialrelief der ostsudetischen Hügelzone.

Die Begehung der ostsudetischen Hügelzone sowie der anschließenden Gebirgsrandpartien ließ eine Oberflächengestaltung erkennen, die in ihren einzelnen Zügen wesentlich von einem Relief abweicht, das ausschließlich fluviatil beeinflußt ist. Wir beobachten hier Formen, die durch die Hydrographie allein nicht erklärt werden können. Sie sind von wechselnder Größe und Lebhaftigkeit in ihren Konturen, aber stets ist ihr charakteristisches Merkmal eine ausgeglichene Zurundung.

Betrachten wir zunächst einmal die kleineren Formen. Sie treten auf der 360—370 m hohen miozänen Abrasionsterrasse zwischen Weißwasser und Jauernig als flache wellenförmige Erhebungen der Felsoberfläche in Erscheinung, die von ebenso flachen muldenartigen Hohlformen getrennt werden. Gelegentlich zeigt diese leichte Undulierung des Reliefs Übergänge zu deutlicher hervortretenden Formen, die wir als Rundbuckel ansprechen können. Nordwestlich von Ober-Gostitz ist im Quellgebiet des Lauterbaches eine größere wannenförmige Vertiefung zu beobachten, die der Vertorfung erlegen ist. Diese leichtbewegte Terrassenfläche hebt sich deutlich gegen die eingeschnit-

tenen Kerbtäler ab, die die einstige Abrasionsplattform in einzelne Riedelflächen zerlegen.

Ähnliche Verhältnisse liegen in der Abrasionszone südlich von Neustadt vor. Auch hier finden wir eine leichte Wellung der Kulmfläche. Im Bereich der Grauwackentonschiefer unmittelbar östlich von Kunzendorf ist diese Undulierung breitangelegter und sanfter. Die flachen wannenartigen Einmuldungen werden von nassen Wiesen eingenommen, während im übrigen das Terrain ackermäßig genutzt wird. Betreten wir dagegen den im SO anschließenden Kunzendorfer Wald, so ändert sich das Bild. Hier beobachten wir um den Lindenberg in geselliger Anordnung niedrige Rundbuckel von rundem oder ovalem Grundriß mit einem Durchmesser von etwa 10 m. Sie erwecken, da sie mit Gebirgsschutt überdeckt sind, den Eindruck, als handele es sich um größere Steinhaufen. doch zeigte ein Anschnitt am Wege vom Lindenberg in das obere Kunzendorf, daß der Kern aus festem Fels besteht und nur eine geringmächtige Decke von lockerem Gesteinsschutt trägt. Dazwischen liegen kleine mit Eluviallehm angefüllte beckenförmige Hohlformen, deren Boden zumeist sehr feucht ist. Diese Formen sind indes so klein, daß sie in der Isohypsenführung des Meßtischblattes nicht zum Ausdruck kommen. Im Landschaftsbild verhindert die dichte Waldbedeckung einen umfassenderen Anblick dieser merkwürdigen, lebhaften Reliefgestaltung. Aus dem Verwitterungsschutt war zu ersehen, daß hier Gauwackensandstein ansteht, so daß also die Andersartigkeit der Felsoberfläche im Vergleich zu den Formen im Schieferbereich unmittelbar östlich von Kunzendorf allein aus dem Gesteinswechsel zu erklären ist.

Jenseits der Kunzendorfer Tieflandseinbuchtung beobachten wir auf den offenen Kulmflächen der Gemarkungen von Langenbrück und Wiese breite nach N abfallende Einmuldungen, deren oberer Abschluß sich wannenförmig erweitert und versumpft ist. Sie sind teils von diluvialer, teils von alluvialen Bildungen erfüllt. Auffällig ist ihre Breite im Verhältnis zu den kleinen Entwässerungsadern, die nicht die Urheber, sondern nur die Benützer dieser Hohlformen sein können. Das ergibt sich auch daraus, daß sie das Grundgebirge nicht angeschnitten haben, sondern über der diluvialen Muldenfüllung abströmen.

Diese soeben beschriebene Detailskulptur der Felsoberfläche, die eine allgemein verbreitete Erscheinung der ostsudetischen Hügelzone ist, tritt nun vielerorts vergesellschaftet auf mit größeren Formen, die wir nach ihrer morphologischen Ausprägung ohne weiteres als Rundhöcker ansprechen können. Blicken wir z. B. vom Lindenberg bei Kunzendorf südwärts über das Becken von Waissak, so erscheint in der Beckenmitte, dort, wo eine Kulmschwelle aus der diluvialen Bedeckung auftaucht, ein stark kuppiges Gelände. Es sind gleichmäßig zugerundete

Buckel, deren Form zuweilen noch durch Strauch- und Waldbedeckung betont wird. Dieses Bild begleitet das linke Ufer des W-O gerichteten Laufes des Petersbaches bei Seitenberg und Zottig. Rundhöcker finden sich auch östlich des Haimbreckberges beiderseits des Oberlaufes des Kröschendorfer Baches. Sie treten in großer Zahl weiter im S in der Umgebung von Maidelberg und Liebenthal auf und in geringerer Anzahl bei Weine und Pilgersdorf. Im südöstlichen Zipfel des Hotzenplotzer Hügellandes kommen sie vereinzelt vor, doch nicht in einer derartig schönen Ausprägung wie im Waissaker Gebiet. Neben diesen leicht als Rundhöcker erkennbaren Formen beobachten wir massigere Erhebungen, deren kennzeichnendes Merkmal jedoch ebenfalls eine auffällige Zurundung und Undulierung ist: z. B. nördlich von Jägerndorf im Hügelland von Peterwitz, Türmitz und Löwitz.

Die morphologischen Verhältnisse der Abrasionszone südlich von Neustadt zeigen, daß besonders die versteilten Übergangszonen von den niederen zu den höheren Strandterrassenflächen in rundhöckerartige Kuppen aufgegliedert sind. Auf der untersten Abrasionsplatte ist es der Kapellen- und Ziegenberg sowie die Höhe 315, auf der höheren Terrassenfläche der Hinterfeldberg, die Kobelberge, der Schanzen- und Heiligberg, die Stähler-Berge sowie der Geiersberg. Jenseits der Kunzendorfer Tieflandseinbuchtung erscheinen auf der hier breiter entwickelten unteren Abrasionsfläche als analoge Formen der Hutberg und die Höhen 284, 296 und 313 und auf der höheren Terrasse der Linden- und Haimbreckberg, sowie einige unbenannte Erhebungen. Es ist nun bezeichnend, daß der Grundriß sämtlicher aufgezählter Kuppen oval gestaltet ist. Ihre Längsachsen verlaufen von SW nach NO. Die orographische Längserstreckung steht also im Widerspruch zum Gesteinsstreichen, das nach NNW gerichtet ist. Es ist ferner bemerkenswert, daß die nordostschauenden Hänge zumeist flacher geböscht sind als ihre Kehrseiten: so die des Heiligberges, Geiersberges, der Höhe 349, des Hutberges und der Höhe 296, 313 u. a.

Mit der Rundbuckelung sind im Relief des Hotzenplotzer Hügellandes größere Felsbecken verflochten. Zunächst das bereits erwähnte Becken von Waissak, dessen breite Ausgestaltung unmöglich das Werk einer fluviatilen Erosion sein kann. Der Beckenboden ist, soweit das Grundgebirge ansteht, von Rundhöckern eingenommen. Einer gleichen Erscheinung begegnen wir im südlich davon gelegenen Liebenthaler Becken. Seine breitangelegte Bodenfläche ist, da hier die nivellierend wirkenden diluvialen Deckschichten fehlen, durch ein unregelmäßiges Auf und Ab der Rundhöckerkuppen gekennzeichnet. Zwischen Pittarn und Maidelberg findet sich weiterhin eine kleinere Felswanne, die durch einen in den Ossabach fließenden Graben entwässert wird.

Flacher und breiter erscheinen die wannenartigen Einmuldungen am nordwestlichen Ausgang der Röwersdorfer Senke zwischen dem oberen Ortsteil von Langenbrück und Neudeck. Sie sind stellenweise feucht und sumpfig[21]).

Wenden wir uns weiter westwärts, so treffen wir in der Abrasionszone von Wildgrund auf Rundhöckerformen. Es sind die beiden Hutberge bei Dürr-Kunzendorf, die als gutgerundete Kulmkuppen aus der diluvialen Bedeckung aufragen und deren Gestalt im Landschaftsbild durch eine Waldkappe noch unterstrichen wird (Abb. 5). Auch hier flachere NO-Hänge und steilere Böschungen auf der Kehrseite. Gleicher Art ist auch der Mühlberg in der Nähe des Bahnhofs von Langenbrück. Rundbuckelformen treffen wir dann erst wieder im breiten Ausfallstal der Freiwaldauer Biele, in der Gegend von Sandhübel an, wo sie als charakteristische Erhebungen landschaftlich in Erscheinung treten. Westwärts gewinnen wir den Anschluß an die Rundhöckerlandschaft des Weidenau-Friedeberger Hügellandes, deren geomorphologische Verhältnisse bereits von *Götzinger* untersucht worden sind (81 u. 62), so daß dieses Gebiet einer weiteren Erörterung nicht mehr bedarf.

Aus der Betrachtung des Reliefs der ostsudetischen Hügelzone ist zu ersehen, daß diese Oberflächengestaltung nicht als das Ergebnis einer ausschließlich fluviatilen Beeinflussung betrachtet werden kann, da in zahlreichen Fällen die Oberflächenformen die Erklärung ihrer Bildung nicht in den hydrographischen Verhältnissen finden können. Das Auftreten von Rundhöckern und rundhöckerähnlichen Formen, von Felsbecken und flachen Wannen und einer sanften Undulierung der Felsoberfläche fordert als gestaltende Kraft eine flächenhaft wirkende Erosion, wie sie nur strömendem Eis eigen ist. Seiner abhobelnden, ausschleifenden und glättenden Wirkung verdankt jene charakteristische Modellierung der Hügelzone, die wir als Glazialrelief kennzeichnen können, seine Entstehung. Als wesentliche Merkmale erscheinen an den herauspräparierten Rundbuckeln die im vorangehenden beschriebenen flachen nordöstlichen Stoßseiten und die steiler abfallenden Leeseiten in der Abrasionszone südlich von Neustadt sowie deren längliche Grundrißgestaltung in der SW-NO-Richtung. Wir haben bereits aus der Geschiebeführung des Randdiluviums die Strömungsrichtung des nordischen Inlandeises vom NO her bestimmen können und finden in den morphologischen Verhältnissen diese Annahme bestätigt. Als weiteres Charakteristikum dieser Glaziallandschaft gelten die teils feuchten, teils sumpfigen flachen Wan-

[21]) Die Deckschichten sind bei Neudeck nicht, wie *Römer* kartierte, alluvial, sondern bestehen, wie die Anschnitte an der neuen Straße Neudeck—Strandbad Wildgrund zeigen, aus diluvialen Kiesen und lokalen Schottern sowie großen Erratika.

nen und Becken, die ihr jugendliches Alter dadurch erweisen, daß die postglazialen Gewässer ihre völlige Trockenlegung — obwohl ausreichendes Gefälle vorhanden ist — noch nicht erreicht haben.

Die unmittelbare Einwirkung des Inlandeises hat die präglaziale Oberfläche der ostsudetischen Hügelzone sowie des Gebirgsrandes, die wir als mittelmiozäne Abrasionsterrassenlandschaft kennengelernt haben, weitgehend modifiziert. Die ebenen Terrassenflächen haben eine verschieden starke Reliefierung erfahren, von flachen Wellungen der Oberfläche bis zur ausgeprägten Rundhöckerlandschaft. Dabei sind vor allem die einstigen Stirnkanten der Abrasionsplatten, die Kliffs, abgeschliffen und zu Rundbuckelformen umgewandelt worden. Es ist dies eine Erscheinung, die sowohl im Hotzenplotzer als auch im Weidenauer Hügelland (hier besonders um Buchsdorf) zu beobachten ist. Diese Tatsache erklärt sich wohl daraus, daß einerseits die Strömungsgeschwindigkeit des Eises, von der seine Erosionskraft abhängig ist, in diesen mehr oder weniger weit vom Gebirgsrand entfernten Teilen größer war als unmittelbar am Gebirgsabfall, wo seine Bewegung durch diesen selbst aufgehoben worden ist, daß andererseits die Kliffs als natürliche Hindernisse des über sie hinweggleitenden Eises stärker von seiner erosiven Wirkung beansprucht werden mußten als die ebenen Abrasionsflächen. Die Beobachtungen im Hotzenplotzer Hügelland erweisen stellenweise eine derart starke Beeinflussung der Oberflächenformen durch die glazialen Vorgänge, daß es im Gelände sehr schwer ist, das mittelmiozäne Terrassenrelief zu erkennen. Seine Rekonstruktion muß hier wie auch im Weidenauer Hügelland vor allem die Konstanz der Kuppenhöhen, die in gewissen Niveaus auftritt, als wichtigstes Mittel heranziehen.

Schon eine oberflächliche Betrachtung des gesamten Glazialreliefs der ostsudetischen Hügelzone läßt gewisse Unterschiede erkennen, die allein aus dem Gesteinswechsel erklärt werden können. Wir haben bereits gesehen, daß die glaziale Modellierung auf den Kulmflächen östlich von Kunzendorf im Tonschieferbereich nicht derart lebhaft ist wie im Gebiet anstehenden Grauwackensandsteins. Augenscheinlicher wird dieser Unterschied, wenn wir den glazialen Formenschatz des Friedeberger Granitstockes mit dem des aus unterkarbonischem Kulm bestehenden Hotzenplotzer Hügellandes vergleichen. Granit ist ungleich härter als Kulm, der sich zum größten Teil aus Grauwackenschiefern zusammensetzt, während Grauwackensandsteine nur in relativ schmalen Zonen anstehen. So war also ein abweichendes Verhalten des Untergrundes bei der Modellierung durch das Inlandeis gegeben. Der petrographische Gegensatz wirkt sich in der Ausgestaltung des Glazialreliefs dadurch aus, daß es im Bereich des Granits ungemein deutlich und bestimmt

hervortritt, obwohl Geschiebelehmlager die ausgeschliffenen Becken und Wannen ausfüllen und die Lebhaftigkeit der Formen mildern, im Gebiet der weichen, plastischeren Kulmtonschiefer hingegen die Glazialformen eine geringere Schärfe der Profilierung aufweisen. Dieser Gegensatz ist im Landschaftsbild sehr deutlich erkennbar.

Es sei schließlich noch auf einen Umstand hingewiesen: das völlige Fehlen von Gletscherschliffen auf der anstehenden Felsoberfläche, wie sie für Rundhöckerlandschaften charakteristisch sind. Diese Tatsache ist jedoch erklärlich, wenn man bedenkt, daß die Bildung des Glazialreliefs — dies war aus unseren diluvialstratigraphischen Ausführungen ersichtlich — der Betschwaphase der Elstervereisung angehört, daß also eine intensive periglaziale Felsverwitterung noch während dieser und der folgenden Vereisungen die Spuren von Felsglättungen beseitigt hat.

b) Die morphologischen Folgen der diluvialen Flußverlegungen.

Die von den Ostsudeten und dem Reichensteiner Gebirge in das schlesische Gebirgsvorland herabströmenden Gewässer lassen unmittelbar am Gebirgsrand auffallende Laufumbiegungen und Veränderungen ihrer Talform erkennen.

Deutlich tritt dies bei der Freiwaldauer Biele in Erscheinung. Von Freiwaldau bis Sandhübel fließt sie in einem breitangelegten Tal nordostwärts, biegt dann aber in einem steilwandigen symmetrischen Engtal plötzlich in die SO-Richtung ein, um nun wieder im Niklasdorfer asymmetrischen Talabschnitt in der alten Richtung weiter zu strömen. An der alten Reichsgrenze erweitert sich das Tal beckenförmig, doch äußerst schroff erfolgt jetzt der Übergang in einen tief eingeschnittenen, kanyonartigen Mäander, der sich schließlich bei Ziegenhals zu einem durchschnittlich 1 km breiten NNW gerichteten Tale ausweitet (Karte V). Der Wechsel der Talform ist durch den Gesteinswechsel bestimmt. Denn während die offenen Talstrecken in die diluvialen Deckschichten eingesenkt sind, sind die Engtalabschnitte an das Grundgebirge gebunden.

Die gleiche Erscheinung beobachten wir am Goldbach, der zunächst in nördlicher Richtung das Zuckmantler Becken entwässert. Unterhalb von Zuckmantel biegt er aber scharf nach O um und durchschneidet in einem steilwandigen Durchbruchstal das Grundgebirge der Abrasionszone von Wildgrund (Abb. 7). Die Oppa bietet ein ähnliches Bild. Ihr Lauf knickt bei Jägerndorf rechtwinklig gegen SO ein, zieht dann längs des Gesenkerandes hin und schneidet bei Hultschin mit engerer Talung einen in das Vorland ragenden Kulmzipfel ab.

In anderem Zusammenhang haben wir bereits auf die analogen Verhältnisse der Talgestaltung der Betschwa zwischen Meseritsch und Mähr. Weißkirchen hingewiesen.

Dieses merkwürdige Verhalten der Flüsse bei ihrem Austritt aus dem Gebirge sowie die Tatsache, daß ihre Durchbruchstäler durch eine außerordentliche Jugendlichkeit gekennzeichnet sind und schon aus dem morphologischen Vergleich mit den nach der oligo-miozänen Gebirgsbildung angelegten Folgetälern als jünger bezeichnet werden müssen, wirft die Frage nach den Ursachen dieser Erscheinung auf.

α) Das präquartäre Gewässernetz und seine Umgestaltung durch das nordische Inlandeis.

(Hierzu Karte II)

Die Beantwortung dieser Frage ergibt sich aus einem Vergleich des pliozänen mit dem postglazialen Gewässernetz.

Wir besitzen genügendes Beobachtungsmaterial, um uns von der präglazialen Anordnung der größeren Gewässer ein hinreichend genaues Bild machen zu können.

Beginnen wir im NW mit der Glatzer Neiße. Für die Rekonstruktion ihres pliozänen Laufbildes liegen uns Angaben von *Behr* und *von zur Mühlen* vor (19, S. 758 ff.). Die Vorkommen pliozäner Kiese im Gebirgsvorland weisen eine flächenhafte Verbreitung auf, was darauf schließen läßt, daß die Gewässer nicht in bleibendem Bett abströmten, sondern infolge eines weitausholenden Mäandrierens häufig ihre Abflußwege veränderten. Doch dürfte die Mitte dieser Abflußwege durch die Vorkommen pliozäner Neißekiese bei Dürr-Hartha und Münsterberg gekennzeichnet sein, während sie von hier ab durch die Verteilung des Grundgebirges des Strehlen-Hertwigswalder Gneisgranitgewölbes bestimmt war, die nur ein S-N gerichtetes Abfließen im Zuge des heutigen Ohletales zuläßt. Der pliozäne Neißelauf schneidet etwa bei Bärwalde die saaleeiszeitliche Giesmannsdorfer Endmoränenstaffel. *Behr* und *von zur Mühlen* konnten nachweisen, daß die Glatzer Neiße auch nach dem Abschmelzen des Elstereises in ihr pliozänes Bett wieder zurückfand, denn Terrassenbildungen des Elster-Saaleinterglazials lassen sich von Wartha über Kamenz und Münsterberg bis Schildberg verfolgen (vgl. Übersichtskarte in 19).

Für die Fixierung des präglazialen Laufes der Freiwaldauer Biele ist die Schotteranalyse *Zeuners* der jungtertiären Kiese von Waldfurt wichtig (235, S. 391). Sie ergab Quarzite, Quarzitschiefer, Gneise und Kulmgrauwacken. Die ersten drei Gesteinsarten entsprechen dem Einzugsgebiet der Freiwaldauer Biele, deren Abflußweg also ursprünglich bedeutend weiter östlich lag.

Behr und *von zur Mühlen* vermuten in den groben Kiesen in der Nähe des Bahnhofs von Brieg gleichfalls prädiluviale Flußabsätze der Biele (19, S. 762), doch ist eine petrographische Analyse dieser Kiese nicht vorgenommen worden. Da wir für die Bestimmung des Laufstückes zwischen Gebirgsrand und dem Waldfurter Kiesvorkommen keine stratigraphischen Anhaltspunkte haben, so gilt es hier, den warscheinlichen Weg aus der Verteilung des Grundgebirges festzustellen. Wir beobachten nördlich von Niklasdorf eine mächtige Diluvialschwelle, die das beckenartige Bieletal im N abriegelt. Während nun am linken Talgehänge des Oberdorfes allenthalben Grundgebirge ansteht, das nur eine diluviale Decke trägt, reicht unterhalb davon bis zum Ziegenhalser Biele-Durchbruch das Diluvium bis auf die Talsohle herab. Das gesamte tief eingesenkte Giersdorfer Tal liegt in diluviale Schichten gebettet; der Bach hat nirgends Grundgebirge angeschnitten. Wir können daher auf Grund dieser Verhältnisse annehmen, daß sich von Niklasdorf über Kohlsdorf und Giersdorf bis Bischofswalde eine tiefe und — wie aus der Verteilung der aufragenden Grundgebirgsinseln zu ersehen ist — breite vorquartäre Grundgebirgsfurche hinzieht, die von diluvialem Material verschüttet und jetzt nur teilweise ausgeräumt worden ist. Wir sehen in dieser Furche das prädiluviale Bieletal, das seinen Weg über Lentsch und Markersdorf nahm, den heutigen Bielelauf wahrscheinlich bei Preiland kreuzte und dann in nordöstlicher Richtung gegen Waldfurt verlief.

In den Waldfurter Kiesen hatte *Zeuner* Kulmgrauwacken festgestellt und die Frage nach ihrer Herkunft offen gelassen. Es liegt die Vermutung nahe, daß sie aus dem Bereich des ostsudetischen Kulms stammen. Dafür spricht ein Vorkommen von Schottern im Braunetal zwischen Ludwigsdorf und Wackenau, wenig unterhalb der Einmündung eines dem Hegewald entströmenden Baches in die Braune. Hier sind bei Regulierungsarbeiten Kiese und taubenei- bis faustgroße Schotter ausgeschachtet worden, die durch ihre Bleichung und Kaolinisierung auffallen. Sie setzten sich aus Quarz, Quarzit, Quarzitschiefer, Diabas, Grauwackensandstein und -tonschiefer zusammen und sind völlig frei von nordischen Beimengungen, so daß sie also in das Jungtertiär und zwar in das Pliozän gestellt werden müssen und wohl gleichalt sind mit den grauen, den Geschiebelehm unterlagernden Kiesen der bereits beschriebenen Bohrung an der Braune innerhalb der Ziegenhalser Gemarkung. Die Schotter und Kiese bestehen aus Gesteinen des devonischen Würbenthaler und Engelsberger Schichtensystems. Ihr Absatz muß demnach durch Gewässer erfolgt sein, deren Einzugsgebiet in den Bereich dieser Schichten reicht. Es kann sich hier nach der Lage der Dinge nur um Ablagerungen eines vorquartären G o l d-

bachlaufes handeln. Er nahm offenbar seinen Weg von Zuckmantel zunächst in nördlicher Richtung über Dürr-Kunzendorf und folgte dann, nach NO einbiegend, dem oberen Lauf der Braune. Der hohe Anteil des Kulms an der Schotterzusammensetzung ist auf die Materialzufuhr seitens der von der Bischofskoppe herabströmenden Gewässer zurückzuführen.

Aus den morphologischen Verhältnissen geht nämlich hervor, daß sowohl der Seifenbach als auch jener die Kolonie Bolkenthal durchfließende Graben im Jungtertiär das — wie wir noch sehen werden — jüngere Durchbruchstal des Goldbaches bei Wildgrund querten. Den Seifenbach begleitet an seinem linken Hang eine breitangelegte Terrasse, auf der das Forsthaus Annahof liegt. Sie besitzt in nördlicher Richtung ein Gefälle bis 410 m Höhe unmittelbar am Südrand des Goldbachtales. In geradliniger Fortsetzung liegt die 406 m hohe Einmuldung zwischen dem Birkberg und Kreuzberg, die wir als vorquartären Talabschnitt des Seifenbaches, als Verlängerung des in der Terrasse erkennbaren alten Talbodens ansehen müssen. Ähnlich sind die Verhältnisse beim Bolkenthaler Bach. Seiner Einmündung in den Goldbach gegenüber befindet sich zwischen dem Hutberg und Kreuzburg eine von Diluvium erfüllte Depression des Grundgebirges. Sie entspricht der zwischen Kreuzburg und Birkberg gelegenen Einmuldung. Beide jungtertiären Bäche mündeten im Gebirgsvorland in den prädiluvialen Goldbachlauf.

Vergleichen wir die petrographische Zusammensetzung der Schotter des Braunetales bei Wackenau und der Kiese von Waldfurt, so können wir eine weitgehende Übereinstimmung feststellen, so daß es gerechtfertigt erscheint, beide Schottervorkommen zur Rekonstruktion des Goldbachlaufes im Gebirgsvorland zu benutzen. Die Vermischung von Biele- und Goldbachschotter bei Waldfurt liefert den Beweis, daß der Goldbach in prädiluvialer Zeit dem Bielesystem zugehörte. Sein mittlerer Abflußweg dürfte etwa über Steinau und Friedland zu ziehen sein.

Die Bestimmung des voreiszeitlichen Laufes der Oppa wird uns durch eine Analyse *Zeuners* von jungtertiären Schottern aus einer Probe der Bohrung bei Warmunthau möglich (233, S. 15 ff.). Die Schotter enthielten u. a. Kieselschiefer, Quarzite, Kulmgrauwacken und Gneis, also Gesteine des ostsudetischen Devons, die im Quellgebiet und am Oberlauf der Oppa anstehen. *Lindner* berichtet von weiteren Vorkommen pliozäner Oppagerölle bei Bauerwitz (131, S. 19), und Hubertusruh (131 a, S. 45), die die Verbindung der Warmunthauer Schotter mit dem Oppaaustritt aus dem Gebirge bei Jägerndorf herstellen.

Weiter östlich treffen wir bereits auf pliozäne Verzahnungsschotter aus beskidischem Material und Kulmgeröllen des Gesenkes. Sie erscheinen als Liegendes der diluvialen Schichten in

dem von *Lindner* beschriebenen Profil von Makau (131, S. 18) und sind sehr aufschlußreich für die jungtertiären Entwässerungsverhältnisse dieses Gebietes. Die damalige Flußanordnung war radial; die einzelnen vom Gesenke und den Beskiden herabkommenden Gewässer konvergierten etwa im Gebiet des unteren Zinnatales.

Überblicken wir das gesamte präquartäre Flußnetz, soweit seine Rekonstruktion uns durch eine Anzahl jungtertiärer Schottervorkommen möglich ist, so ist festzustellen, daß die Abflußwege im Gebirgsvorland im allgemeinen von den Austrittsstellen der Flüsse am Gebirgsrand aus nahezu parallel nordostwärts gerichtet waren. Es sei jedoch betont, daß sich ihre Läufe nicht genau fixieren lassen, da die Verbreitung der jungtertiären Gerölle flächenhaft ist und auf ein starkes Mäandrieren und Zerteilen der Flüsse hindeutet. Es läßt sich aber jeweils mit einiger Genauigkeit der mittlere Abflußweg und seine Hauptrichtung bestimmen. Dies ist für unsere Betrachtungen das Wesentliche. Die Anordnung der jungtertiären Gewässer erweist das Flußsystem der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele als selbständige Einzugsgebiete. Zum Bielesystem gehörte entgegen den heutigen Verhältnissen der Goldbach. Das Flußgebiet der Oppa hingegen berührte im O bereits den Einzugsbereich beskidischer Flüsse.

Es ist somit also seit dem Jungtertiär eine wesentliche Veränderung des Gewässernetzes im Gebirgsvorland festzustellen. Die Frage nach den Ursachen der Flußverlegungen hat von der Tatsache auszugehen, daß diese Vorgänge postpliozänen, aber präalluvialen Alters sind, also zeitlich in das Diluvium gestellt werden müssen. Als Ursachen kommen einerseits tektonische Bewegungen in Betracht, andererseits die Einwirkung des nordischen Inlandeises durch seine stationären Randlagen.

Die erste Möglichkeit schaltet für die Erklärung der jungen Durchbruchstäler von Breitenfurt, Ziegenhals, Wildgrund usf. aus. Und zwar aus folgenden Erwägungen heraus: es sind hier keinerlei tektonische Vorgänge diluvialen Alters nachzuweisen. Sie müßten in jugendlichen Reliefverschärfungen zu erkennen sein. Der Breitenfurter Bieledurchbruch durchschneidet ein beiderseits gleichmäßig hohes Grundgebirge. Desgleichen der Goldbachdurchbruch von Wildgrund, der die 460 m hohe Abrasionsterrasse zertalt. Die Niveaus des Grundgebirges, in die die Durchbrüche von Ziegenhals und Wildgrund eingesenkt sind, liegen um 60—100 m höher als ihre im vorangehenden festgestellten präquartären Talböden. Hier kann also nur die Möglichkeit bestehen, daß Eisrandlagen den Abfluß versperrt und die

Abflußwege in die höheren Grundgebirgspartien abgedrängt und hier fixiert haben[22]).

Näher liegt der Gedanke tektonischer Ursachen für den W-O gerichteten Neißelauf zwischen Wartha und Neiße, denn er liegt unterhalb des Durchbruches von Baitzen in den Patschkauer Graben gebettet, bei dem, wie wir aus der Verwerfung der Oberkante des marinen Mittelmiozäns gesehen haben, postmittelmiozäne Schollenbewegungen nachgewiesen werden können. Doch findet das Senkungsfeld des Patschkauer Grabens seinen westlichen Abschluß am Glimmerschieferriegel von Baitzen, der noch im Elster-Saaleinterglazial nachweislich den Abflußweg nach N bestimmte und dessen Durchschneidung kausal mit der Aufstauchung der saaleeiszeitlichen Gießmannsdorfer Endmoränenstaffel zusammenhängt. Auch hier ist eine Eisrandlage die Ursache.

Daß diluviale Schollenbewegungen im Vorland des Gesenkes die auffallende Querlegung des Zinnasystems bedingt hätten, ist nicht anzunehmen. Die Reliefkarte des oberschlesischen paläozoischen Grundgebirges von *A. Stahl* (211) zeigt ein kontinuierliches Abfallen der Kulmoberfläche gegen das Odertal, so daß hier ebenfalls die Eistransgression als bestimmender Vorgang angesehen werden muß.

Geht aus diesen Erwägungen die Bedeutung der Vereisungen für die Entwicklung des heutigen Gewässernetzes klar hervor, so können wir auf Grund der diluvialstratigraphischen Verhältnisse eine genauere zeitliche Einordnung der Flußverlegungen vornehmen.

Der Betschwaphase der Elstereiszeit gehören zunächst einmal alle Laufveränderungen an, die nach ihrer geographischen Lage vom zweiten Vorstoß des Elstereises nicht mehr berührt worden sein konnten. Dazu zählen die Umbiegung der Betschwa unterhalb von Meseritsch mit ihrem Durchbruch bei Töplitz sowie der Breitenfurter Durchbruch der Freiwaldauer Biele. Desgleichen das Einschwenken des Elsnitzbaches in das steilwandige Tal von Stöckicht. Da die Oppa keine periglazialen Schotterströme in ihrer pliozänen Abflußrichtung in das Gebirgsvorland entsandt hat, so fällt die Bildung ihres Knickes bei Jägerndorf und das Abschneiden des Hultschiner Kulmzipfels gleichfalls in jene Zeit. Der Vorstoß der Oppa-Bielephase fand seine Südgrenze auf den Diluvialschwellen von Niklasdorf, Zuckmantel und Branitz. Aus der Tatsache, daß die Bänke des oberen Gebirgsrandschotters über den Ablagerungen des ersten Vorstoßes zu liegen kommen, geht hervor, daß die endgültige Fixierung des Biele- und Gold-

[22]) Wir werden bei der Beschreibung der Durchbrüche weitere Argumente morphologischer Art beibringen können (Vgl. Kap. C VIII b β).

bachlaufes und damit die Entstehung der Durchbruchstäler von Ziegenhals und Wildgrund zeitlich der Biele-Oppaphase zuzurechnen ist. Die Verlegung des Laufes der Glatzer Neiße unterhalb von Wartha sowie das südostwärts gerichtete Zinnatal sind die Folge der saaleeiszeitlichen Randlage der Neiße-Zinnaphase, die durch die Gießmannsdorfer Endmoränenstaffel und deren südöstlicher Fortsetzung in den wasserscheidenden Höhen zwischen Neiße und Ratibor gekennzeichnet ist.

β) Die morphologischen Folgen der diluvialen Flußverlegungen.

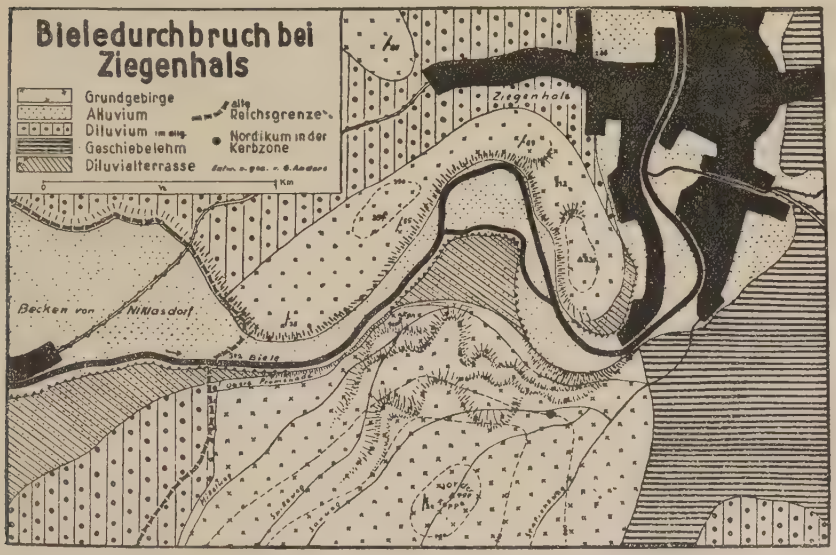
Dadurch, daß das herandringende Inlandeis die vom Gebirge herabrinnenden Gewässer gegen den Gebirgsrand gedrängt hat, sind im Verein mit den Schmelzwässern im Grundgebirge Formen ausgeprägt worden, die wir zu drei Gruppen zusammenfassen können: Durchbruchstäler, Gebirgsrandsenken und epigenetische Engtäler, die als solche aber vor dem zurückweichenden Eisrand, also postglazial angelegt worden sind.

1. Die Durchbruchstäler. Wir werden uns bei ihrer Beschreibung nur auf den Ziegenhalser Bieledurchbruch und den Durchbruch des Goldbaches bei Wildgrund beschränken, weil an diesen Beispielen bereits das Wesentliche dieser Erscheinung gezeigt werden kann.

Betrachten wir zunächst einmal das Durchbruchstal der Biele. Es durchschneidet in einem Mäander die NNO streichenden und ostwärts einfallenden unterdevonischen Quarzitschiefer und vordevonischen Gneisglimmerschiefer des Holzberges, die als Grundgebirgsinseln weiter nördlich die diluviale Decke durchbrechen (Karte V). Das Tal ist asymmetrisch gestaltet, weist einen steilwandigen, felsigen Nordhang und einen flacher abfallenden Südhang auf, der in den Nordabfall des Holzberges übergeht. Die Taltiefe beträgt maximal 55 m. Über der alluvialen Talsohle erhebt sich unmittelbar südlich des abzweigenden Fabrikgrabens mit 3—4 m hohem deutlichem Rand eine aus Schottern und Lehm bestehende Aufschüttungsterrasse, die südwärts allmählich ansteigt und mit deutlich ausgeprägtem Gefällsknick in den Holzberghang übergeht[23]). Der nördliche Abfall der Vorderkoppe zeigt nun eine auffällige Hangmodellierung. Wir beobachten zwischen der sog. Oberen Promenade und dem Sauweg breite nischenartige Hohlformen, die seitlich durch vorspringende Sporne getrennt sind. Sie werden nach oben bzw. unten

[23]) Diese Terrasse enthält goldhaltige Bieleschotter, die im Mittelalter im Seifen- oder Pingenbetrieb größtenteils abgebaut worden sind, woran noch die heutige Lokalbezeichnung „Pingen" erinnert. Sie ist auch oberhalb des Bieledurchbruches am rechten Ufer der Biele bei Niklasdorf zu beobachten.

durch leistenartige Wülste voneinander geschieden (Karte V). Ihre Gestaltung hat viel Ähnlichkeit mit embryonalen Karen. Sie treten in verschiedenen Höhenlagen auf, und ihre Anordnung ist recht unregelmäßig.



Karte V

Für die Erklärung der Genese dieser merkwürdigen Erscheinung ist zunächst wesentlich, daß sie nur am Nordhang der Vorderkoppe des Holzberges auftritt, und zwar nur an den Gehängepartien unmittelbar über dem kanyonartigen Bieleeinschnitt. Liegt somit die Vermutung eines genetischen Zusammenhanges mit der Entstehung des Durchbruches nahe, so wird sie zur Gewißheit, wenn man folgendes bedenkt. Die nischenartige Hangreliefierung kann durch einen Gesteinswechsel nicht erklärt werden, da sie ausschließlich im Bereich des Quarzitschiefers liegt, der senkrecht zur Hanglage streicht. Da andererseits Gewässer in den Hohlformen nicht abfließen, ist auch die Möglichkeit einer erosiven Entstehung seitens solcher Hanggerinne ausgeschaltet. Ein wichtiges Kriterium ist nun ein Vorkommen von umgelagerten, mit Bieleschottern vermengten fluvioglazialen Sanden und Kiesen, die in der Kiesgrube unmittelbar an der Oberen Promenade aufgeschlossen sind (Profil IV). Das Kiesvorkommen liegt, wie sich aus dem rings anstehenden Grundgebirge ergibt, in einer in den Hang eingeschnittenen Nische und hat sich im Schutze einer 1,5 m mächtigen Gehängeschutt- und -lehmdecke

erhalten können[24]). Steht also eine erosive Beeinflussung des Hanges durch Gewässer, die jene Kiese und Schotter absetzten, außer Zweifel, so ist die Erklärung der Bildung der Hangnischen durch eben diese Gewässer die einzig mögliche. Aus der Vermengung von nordischem Material und einheimischen Bieleschottern geht hervor, daß es sich um Ablagerungen von Gebirgs- und Schmelzwässern handelt, deren Abflußwege zwischen Eis- und Gebirgsrand lagen. Da wir nun eine maximale Eisrandhöhe von fast 600 m berechnen konnten, die Hangmodellierung aber nur bis 440 m hinaufreicht, so können wir jene Gewässer als Ursache der Nischenbildung ansehen[25]). Es sind seitliche Hangunterschneidungen eines Gebirgs- und Schmelzwasserstromes, der durch die abdämmende Wirkung des südwärts rückenden Eisrandes gegen den Holzberghang gedrängt worden ist und in den nischenförmigen Grundgebirgskerben Spuren seiner Erosion hinterlassen hat. Bevor also die Biele ihren endgültigen Weg durch das heutige Durchbruchstal nahm, hat sie den über dem Durchbruch liegenden nördlichen Holzberghang in eigenartiger Weise modelliert.

Den Bieledurchbruch begleitet im N ein schmaler Saum des Grundgebirges, das nordwärts unter die diluvialen Schichten taucht und erst wieder als Inseln im Steinbruch an der Gabelung der Niklasdorfer und Giersdorfer Straße sowie im Finkberg aufragt. Die Bohrung der Kolonie Eichwald (vgl. Profil III) traf erst in 42 m Tiefe auf zersetztes Grundgebirge und erbrachte den Beweis für das Vorhandensein einer Tiefenfurche längs der Straße Ziegenhals—Niklasdorf (Profil IV). Sie ist dort, wo sich die Straße zum Bieletal von Niklasdorf einerseits und Ziegenhals andererseits herabsenkt, teilweise ausgeräumt. In den zahlreichen Kiesgruben des Galgenberges ist die diluviale Füllung aufgeschlossen (Abb. 8). Im unteren Teil des Bohrprofils erscheint ein unterer Geschiebelehm, so daß die Entstehung der Furche zeitlich vor die erste Eistransgression zu stellen ist. Gegen ein tertiäres Alter spricht aber ihre Enge und Tiefe, dann aber auch der Umstand, daß in den jungtertiären Schottern des Braunetales, die in der geradlinigen Fortsetzung wenig weiter

---

[24]) Der Gehängeschutt besteht aus mächtigen bis 1 m großen Quarzitschieferblöcken, wie sie allenthalben an den Hängen des Holzberges — vor allem an Gehängeversteilungen — als Blockstreu zu beobachten sind. Ihre Abwärtsbewegung geht daraus hervor, daß sie weiter westlich an der alten Reichsgrenze die prädevonischen Gneisglimmerschiefer überfahren haben und bis in das Bieletal hinabreichen. In der Kiesgrube haben sie elstereiszeitliche Kiese überkrochen, sind also jünger als diese. Die Bildung der Blockstreu gehört demnach der Saalevereisung an.

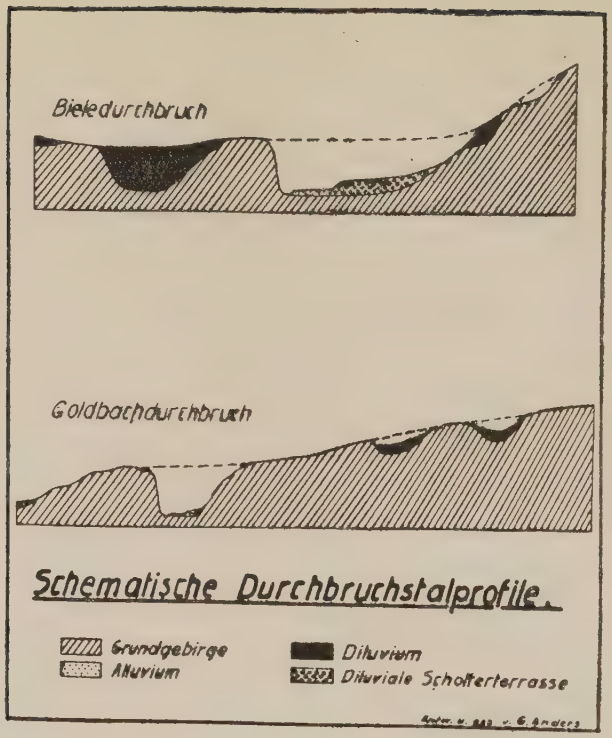
[25]) Einer freundlichen Mitteilung des Herrn Stock (Breslau) zufolge finden sich Feuersteinstücke am nördlichen Holzberghang in 400 m Höhe.

östlich liegen, keine Bielegerölle — Teß- und Kepernikgneise sowie die für die Geröllführung der Biele charakteristischen kalzitgeäderten Amphibolite von Freiwaldau — zu finden sind. Wir sehen in ihr vielmehr ein dem heutigen Bieledurchbruch analoges Engtal, das gleichfalls von der diluvial verlegten Biele erodiert, dann aber von Moränenmaterial und Vorschüttungssanden ausgefüllt worden ist.

Der Vorgang der diluvialen Durchschneidung des Grundgebirges durch die Verlegung des Bielelaufes infolge der Eisabdämmung schuf demnach als morphologischen Effekt zwei Durchbruchstäler und die Erosionskerben am nordschauenden Holzberghang.

Wenden wir uns den Verhältnissen bei Wildgrund zu (Profil IV). Hier ist das kanyonartige Durchbruchstal nahezu 100 m tief in die 460 m hohe Abrasionsterrasse eingesenkt. Es ist gleichfalls asymmetrisch gestaltet: steiler, felsiger Nordhang und ein flacher geböschter S-Hang (Abb. 7). Am Fuße der Hänge beobachten wir stellenweise Terrassenreste, die der Diluvialterrasse des Bieledurchbruchs entsprechen. Blicken wir vom Hutberg bei Dürr-Kunzendorf südostwärts, so gewahren wir südlich des Goldbacheinschnittes zwei weitere Einkerbungen des Grundgebirges (Abb. 4). Die untere liegt zwischen dem Buchenberg und der Höhe 512, die obere zwischen letzterer und dem Schäferberg. Da ihre Hänge eine Waldbedeckung zeigen, die Sohlen hingegen von Äckern eingenommen sind, treten sie im Landschaftsbild deutlich hervor. Eine andere Grundgebirgskerbe liegt zwischen der Silberkoppe und dem Schinderberg, die eine Tiefe von fast 60 m aufweist. Wir haben bereits in anderem Zusammenhang auf die Argumente hingewiesen, die diese Formen als Erosionsergebnis des diluvial abgelenkten Goldbaches erklären und können uns darauf beschränken, sie mit denen des Bieledurchbruches zu vergleichen.

Der Vergleich zeigt zunächst einmal, daß hier wie dort die heutigen Durchbruchstäler nicht die alleinigen morphologischen Ergebnisse der Flußverlegungen darstellen, sondern daß in ihrem Gefolge weitere erosive Beeinflussungen des Grundgebirges wahrzunehmen sind. Sie äußern sich in engtalartigen Einschnitten, die nur da auftreten, wo flachgeneigte Grundgebirgsplatten (Terrassenfläche von Wildgrund und der ebene Grundgebirgssockel nördlich des Holzberges) vorliegen. An steilen Hangböschungen wie z. B. am nördlichen Holzberghang beobachten wir dagegen seitliche Unterschneidungen, die heute als nischenartige Hohlformen erscheinen. Es ist charakteristisch, daß diese Erscheinungen am weit in das Tiefland vorspringenden Holzberg sowie am stark nach N exponierten Abfall der Bischofskoppe



Profil IV

auftreten, also an Stellen, die von den diluvialen Flußverlegungen vor allem berührt werden mußten.

2. Die Gebirgsrandsenken. Das Oppabergland fällt gegen NO nicht unmittelbar zum Hotzenplotzer Hügelland ab, sondern zwischen beide schaltet sich eine Depression von 28 km Längserstreckung ein (Karte II). Wir bezeichnen diese Tiefenfurche, die bei Röwersdorf den schmalsten und zugleich tiefsten Einschnitt aufweist, als Röwersdorfer Senke. Ihre Breite wechselt lokal: bei Hennersdorf erreicht sie 4 km, bei Olbersdorf über 2 km und im Röwersdorfer Abschnitt nur etwa 0,6 km. Wir beobachten überall dort eine größere Breitenentwicklung, wo stärkere Gewässer aus dem Oppabergland in die Senke einströmen. Gegenüber dem Hotzenplotzer Hügelland beträgt ihre größte Eintiefung bei Röwersdorf 180 m. Sie wird nur streckenweise von rezenten Gewässern benutzt. Die Goldene Oppa betritt die Senke bei Olbersdorf und durchfließt sie bis Jägerndorf. Nördlich von Olbersdorf gelangen wir über eine flachgewölbte,

392 m hohe Wasserscheide, die sich nach der *Römerschen* Kartierung aus alluvialen Bildungen zusammensetzt, in das Tal des Muschelbaches. Er macht hier ein sehr scharfes Knie aus der SO- in die NNW-Richtung, durchströmt die Senke bis zur Muschelmühle unterhalb Röwersdorf, um dann nach NO in das Hotzenplotzer Hügelland einzubiegen. Unmittelbar nordwestlich der Umbiegungsstelle erscheint, aus der Senke aufragend, eine Gruppe von Einzelerhebungen — z. T. sind es schön ausgebildete Rundhöckerformen —, die die Wasserscheide gegen das System des Petersbaches trägt. Er quert die Senke bei Arnsdorf. Jenseits des Tales erhebt sich aus der Senkenmitte der Rochusberg, zugleich Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten des Goldbaches und Petersbaches.

Trotzdem also der Boden der Röwersdorfer Senke kein einheitlich gerichtetes Gefälle sondern in abwechselnder Folge Tal- und Wasserscheidestrecken aufweist, wird der Eindruck einer zusammenhängenden, durchgehenden Tiefenfurche keineswegs gestört. Verkehrsgeographisch wird sie von der Gebirgsrandbahn Freiwaldau—Ziegenhals—Troppau sowie vom Straßenzug Zuckmantel—Jägerndorf genutzt.

Es ist für die Erklärung ihrer Bildung jener Umstand wesentlich, daß sie in ihrer Längserstreckung mit dem ostsudetischen Randbruch zusammenfällt. Zugleich ist es eine Unstetigkeitszone im Faltenbau des Kulms, in der sich der Übergang der Westvergenz des Oppaberglandes zur Ostvergenz des Hotzenplotzer Hügellandes vollzieht. Mit der starken tektonischen Beanspruchung ist eine Zerrüttung des Gesteins verbunden, so daß damit die Voraussetzung einer intensiveren Wirksamkeit der denudativen Vorgänge in dieser Zone gegeben war. Daß es sich aber vorwiegend um das Ergebnis einer fluviatilen Erosion handeln muß, beweist die linear angelegte, talähnliche Form der Senke.

Hinsichtlich ihres Alters erscheinen folgende Überlegungen wesentlich: Wir haben aus der morphologischen Analyse der Durchbrüche von Ziegenhals und Wildgrund ersehen, daß zwischen dem Gebirgs- und Eisrand Schmelz- und Gebirgswasserströme abgeflossen sein müssen, deren Erosionskraft nach der Art der morphologischen Beeinflussung des Grundgebirges jedenfalls nicht gering war. Wir sehen bei Wildgrund, wie die diluvialen Erosionskerben die Verbindung zur Röwersdorfer Senke herstellen, so daß es nahe liegt, in der Senke eine Fortsetzung dieser Erscheinung zu erblicken. Denn hier befand sich vor der nordöstlichen Hochkante des Oppaberglandes ein während der Elstervereisung stationärer Eisrand, der ebenso wie bei Ziegenhals und Wildgrund die Gewässer abgedämmt haben muß. Ihrer Tiefenerosion verdankt die Röwersdorfer Senke im weitgehendem Maße ihre Entstehung. Die Einzelberge, die in ihr

aufragen, sind nichts weiter als zufällige Erosionsrelikte. Die Entwässerungsrichtung war nach dem allgemeinen Gefälle der Senke gegen SO orientiert. Daß diese Gefällsrichtung infolge der wechselnden Tal- und Wasserscheidestrecken nicht ganz augenfällig ist, ist der postglazialen Erosion im Bereich der rezenten Talstrecken der nach dem Rückzug des Eises vorstoßenden Gewässer (Petersbach, Muschelbach, Goldene Oppa) zu verdanken.

Es ist ferner zu bedenken, daß die allgemeine vorquartäre Entwässerungsrichtung eine nordöstliche war, die auch wieder in den postglazialen Läufen des Petersbaches und Muschelbaches erreicht worden ist. Die Senke hingegen verläuft gerade quer dazu, sodaß ihre zu den normalen Abdachungsverhältnissen widersinnige Erstreckung nur auf die Einwirkung des Eises zurückgeführt werden kann. Allerdings scheint jener Senkenabschnitt, den die Goldene Oppa durchfließt, bereits präglazial angelegt zu sein, denn seine Ausgestaltung gleicht einer alten Talung. Es fehlen hier auch die für den nordwestlichen Teil der Senke so charakteristischen Erosionsrelikte.

Unsere Auffassung findet eine Stütze in diluvialstratigraphischen Beobachtungen. Am nordwestlichen Eingang zur Röwersdorfer Senke finden sich in einem Aufschluß an der Straße Neudeck—Strandbad Wildgrund Grauwacken- und Quarzitschotter mit glazialen Kiesen vermengt. Sie auf dem anschließenden ehemals tschecho-slowakischem Staatsgebiet weiter zu verfolgen, war z. Z. der Abfassung der Arbeit infolge der politischen Verhältnisse nicht möglich, doch dürften in den d_3-Schichten *Römers* (244 Blatt 7) bei Röwersdorf, Reigelsdorf und Göppersdorf, die „ältere Flußgeschiebe und nordisches Diluvium“ umfassen, die gleichen Bildungen vorliegen. Sie lassen sich mit Unterbrechungen längs der Senke von Neudeck bis Jägerndorf verfolgen.

Zusammenfassend kann gesagt werden: Die Röwersdorfer Senke stellt, wenn man sie unter dem Gesichtspunkt ihrer Stellung im glazialen Entwässerungssystem betrachtet, einen Abzugskanal der Gebirgs- und glazialen Schmelzwässer der Elstervereisung dar, der, zwischen Gebirgs- und Eisrand angelegt, hinsichtlich seiner Funktion den Urstromtälern des norddeutschen Tieflandes gleicht. In ihm vereinigten sich, als der Eisrand die nach N gerichteten Abflußwege unterband, die aus dem Zuckmantler Becken und dem Oppabergland strömenden Entwässerungsadern zu einem glazialen südostwärts gerichteten Urstrom, der die Erosion der Gebirgsrandsenke bewirkte. Da sie in einer tektonisch stark beanspruchten Zone angelegt ist, scheint sie bereits bis zu einem gewissen Grade präglazial vorgebildet zu sein, und das Vorhandensein von Rundhöckerformen beweist, daß auch das strömende Eis sie stellenweise erosiv beeinflußt hat.

Ähnlich wie am NO-Rand des Oppaberglandes ist die Höhenverteilung nördlich des Nesselkoppenkammes. Zwischen ihm und

dem Weidenau-Friedeberger Hügelland zieht von Friedeberg über Schwarzwasser bis Rothwasser eine Depression hin. Sie erscheint als eine durchgehende Lücke in der Walddecke dieses Gebietes und nimmt den Straßenzug Friedeberg-Rothwasser auf. Wir bezeichnen diese Tiefenfurche als Schwarzwassersenke.

Zwischen dem 515 m hohen Gotthausberg bei Friedeberg und der Brandkoppe (720 m) ist sie in einer Breite von 1 km bis auf 360 m über NN eingetieft und bildet hier die Wasserscheide zwischen dem oberen Weidenbach und dem Schwarzwasser. Gegen NO gewinnt sie an Breite und wird von mehreren Quellbächen des Schwarz- und Luckwassers durchflossen. Das Querprofil vom Gr. Ulmrich (601 m) zum Hahnwald (401 m) zeigt eine Breitenausdehnung von etwa 4 km. Die Bachsohlen liegen bei 260 m. Weiter im N verliert sie ihren Charakter als Senke vollständig und geht in die breite Schotterfläche westlich von Dürr-Arnsdorf über.

Götzinger, dem bereits diese eigenartigen hypsometrischen Verhältnisse aufgefallen waren, vermutete hier eine Zone von „leichter zerstörbaren, vielleicht mehr durchklüfteten Graniten" (81, S. 281). Wir haben bereits an anderer Stelle ausgeführt, daß der rasche Höhenwechsel vom fast 1000 m hohen Nesselkoppenkamm zum Weidenauer Hügelland (Durchschnittshöhe 400 m) in einem spröden Gestein wie dem Granit nur durch eine Verwerfung erklärt werden könne. Sie würde örtlich mit dem Senkenabschnitt Friedeberg—Neu-Rothwasser zusammenfallen, so daß wir also hier die gleichen Gegebenheiten hätten wie in der Röwersdorfer Senke. Für einen großen Anteil der glazialen Erosion an der Ausgestaltung der Senke zeugen die abgeschliffenen Granitflächen, die inselartig aus den ausgedehnten Geschiebelehmlagern auftauchen. Sie vermag jedoch den tiefen Einschnitt bei Friedeberg nicht zu erklären, der allein durch fluviatile Erosion entstanden sein kann, weshalb *Götzinger* eine hier durchgehende präglaziale Entwässerungsader vermutete (81, S. 281). Wir sind dagegen geneigt, hier ein Analogon zur Röwersdorfer Senke zu sehen, denn die Situation ist hier die gleiche: eine Zone starker Ausräumung zwischen einer stationären Eisrandlage, wie sie notwendigerweise hier sein mußte, und dem Gebirgsabfall, die für eine gewisse Zeit während der Elstervereisung einen Entwässerungsstrom aufgenommen haben mag. Denn diluviale Schotter lokaler Herkunft greifen nach der Kartierung *Götzingers* (238) östlich von Setzdorf auf die Wasserscheide des Weidenbaches und Schwarzwassers, wir beobachten sie im Zuge des Luckwassertales, wo sie die Verbindung zur breiten Aufschotterungsfläche westlich von Dürr-Arnsdorf herstellen. Hier sind sie bereits stark mit nordischen Schottern und Sanden vermischt. Sie sind ferner in Resten auf der granitenen

Wasserscheide östlich von Dürr-Arnsdorf erhalten, so daß wohl zeitweise ein Überfluß nach dem System des Moorwassers bestanden haben muß.

Die Gebirgsrandsenken sind also in genetischer Beziehung den Durchbruchstälern gleichzusetzen. Ihre breitere Ausgestaltung ist einmal dadurch bedingt, daß sie an Zonen tektonisch stark beanspruchten Gesteins gebunden sind, daß sie andererseits nicht nur Erosionsformen eines mächtigeren Entwässerungsstromes darstellen, sondern auch vom strömenden Eis erosiv beeinflußt worden sind.

3. Die epigenetischen Engtäler. Die Erscheinung der epigenetischen Engtäler ist fast ausschließlich auf die ostsudetische Hügelzone beschränkt (Karte II). Wir beobachten bei der Mehrzahl der sie durchfließenden Bäche einen raschen Wechsel der Talform: teils sind es breite, offene Täler, teils Engtäler. Ein Vergleich der topographischen mit der geologischen Karte zeigt, daß in den meisten Fällen zugleich ein Gesteinswechsel vorliegt. Es ist ferner auffallend, daß die offenen Talstrecken gewöhnlich eine sehr ausgeglichene Laufrichtung besitzen, während im Bereich der Engtalabschnitte ein starkes Mäandrieren wahrzunehmen ist.

Solche Talveränderungen beobachten wir z. B. beim Roßwalder Mühlbach im Hotzenplotzer Hügelland. Von Weine bis Roßwald durchströmt er die glazialen Schichten in einer flachen Talung. Aber unmittelbar unterhalb Roßwald verengt sich das Tal und eine seitlich ausholende Schlingenbildung beginnt bis zu seiner Einmündung in den Petersbach. Die Bachkrümmungen sind hier mit steilen Gehängen in den Kulm eingesenkt. Ein gleiches Bild bietet der Groser Bach, der im Diluvium zwischen Pilgersdorf und Grose ein offenes Tal aufweist, hingegen in seinem Unterlauf sich in steilwandigen Biegungen durch den anstehenden Kulm und die diesem aufsitzenden Kreidereste zwängt. Beim Kröschendorfer Bach bemerken wir eine ähnliche Erscheinung. Das Engtal des Petersbaches beginnt bezeichnenderweise südlich von Waissak, also an jener Stelle, wo seine Entwässerungsrichtung nicht mehr der allgemeinen Abachung des Hügellandes folgt.

Im Weidenau-Friedeberger Hügelland sind die Talformen infolge der größeren Härte des Granits deutlicher ausgeprägt. Sehr augenfällig ist die Talveränderung beim Luckwasser. Im Bereich der Senke, die z. T. mit Diluvium ausgefüllt ist, ist sein nach N gerichtetes Tal offen. Am unteren Ortsteil von Rothwasser biegt er mit scharfem Knick gegen SW ein und durchschneidet in einem jugendlichen Steiltal den Granit des Hahn-

waldes. Desgleichen sind die Mäander des unteren Schwarzwassers in diese Granitmasse eingelassen. Der Pumlichbach und die Schlippe durchfließen im Bereich des Granits gleichfalls Engtäler, und weiter westlich zertalen die Zwangsmäander des vom Reichensteiner Gebirge herabkommenden Hutwassers die Gneisgranithügel von Buchsdorf.

Wie kam diese eigentümliche Talgestaltung der ostsudetischen Hügelzone zustande? Die Lösung dieser Frage muß von der Erklärung der Mäander ausgehen. Die Voraussetzung für die Bildung von Mäandern ist eine breite Talebene mit geringem Gefälle. Eine solche Ausgangsform kann aber niemals das Grundgebirgsrelief der Hügelzone gewesen sein, denn die Anlage der Mäander erweist sich als unabhängig von diesem Relief[26]). Sie können also nicht unmittelbar auf dem Grundgebirge zur Ausbildung gekommen sein, sondern müssen auf Deckschichten desselben vorgebildet worden sein. Als solche kommen aber hier nur diluviale Ablagerungen in Frage. Sie bildeten nach dem Rückzug des Eises eine Akkumulationsebene, die zum größten Teil die Felsoberfläche überdeckt und verschüttet haben wird. Auf ihr mäandrierten die vorstoßenden Gewässer, gruben ihre Mäander in die weichen Deckschichten und durchschnitten in diesem vorgezeichneten Lauf, solange die Bedingungen für eine Tiefenerosion gegeben waren, auch das Grundgebirge. Während nun das weichere Material der diluvialen Decke zumeist allseits abgeräumt wurde, sind die Talmäander im harten Grundgebirge erhalten geblieben. Doch können wir z. B. beim Roßwalder Mühlbach, Groser Bach, Petersbach, bei der Schlippe und dem Pumlichbach diesen Prozeß aus den geologischen Verhältnissen noch erkennen. Während nämlich an ihren Talwänden das Grundgebirge ansteht, hat sich beiderseits der Bachläufe die diluviale Decke noch erhalten können und streicht an den oberen Hangteilen aus. In den höheren Gebieten des Hügellandes ist sie bereits der Denudation erlegen.

Die Engtäler der ostsudetischen Hügelzone sind demnach epigenetische Talbildungen der Postglazialzeit.

Es sei schließlich noch darauf hingewiesen, daß scharfe Abweichungen der Bachläufe von der allgemeinen Gefällsrichtung wohl auf die Existenz von Toteisresten nach dem Zurückweichen des Eisrandes schließen lassen. So wird heute die niedrige Wasserscheide südlich von Waissak vom Petersbach nicht benutzt, sondern er biegt hier gegen OSO in das Grundgebirge zurück. Daß aber vor der Eistransgression ein Überfluß hier bestanden haben muß, bezeugen Diabasschotter in der Nähe des

[26]) Sehr deutlich ist dies z. B. beim Schwarzwasser- und Luckwasserlauf zu beobachten.

Karlshofes westlich von Kunzendorf, die nur aus der Aufbruchszone des Bennisch-Sternberger Devonzuges stammen können. Augenscheinlich ging die präglaziale Entwässerung des Peters- und Muschelbaches nordwärts durch das Becken von Waissak und die Kunzendorfer Tieflandseinbuchtung, die ein breites altes Ausfallstor dieser Gewässer zu sein scheint. Die Ausfüllung des Waissaker Beckens mit Toteis hat den nördlichen Abflußweg versperrt. Auf die gleiche Ursache dürfte auch der scharfe Knick des Luckwassers gegen SW zurückzuführen sein sowie die Umbiegung des Weidenbaches bei Groß-Krosse.

IX. Die Diluvialschwellen vor dem Gebirgsrand

Wenn wir die Eisenbahnlinie Freiwaldau—Ziegenhals—Troppau und Schönbrunn am Gebirgsrand entlang fahren, so wird streckenweise unser Blickfeld im N durch mächtige Schwellen begrenzt. So im Bieletalabschnitt vom oberen Ortsteil von Niklasdorf bis zum Durchbruchstal bei Ziegenhals (Abb. 6), sodann längs des Oppatales von Jägerndorf bis Hultschin. Ihnen gleicht jene schwellenförmige Erhebung, die das Zuckmantler Becken im N abriegelt (Karte II u. IV). Nähert man sich den Schwellen vom Gebirgsvorland aus, so meint man, eine breite, allmählich ansteigende glaziale Aufschüttungsfläche vor sich zu haben, die bis unmittelbar an den Gebirgsabfall reicht (Abb. 5), und erst nahe am Gebirgsrand gewahrt man, daß sie mit relativ steiler Böschung sich zu den breiten Tälern der Oppa bzw. Biele hinabneigen. Sie sind also asymmetrisch gestaltet, und ihre charakteristische Schwellenform erscheint nur dann deutlich, wenn wir sie von S aus betrachten (Abb. 6).

Ein geologischer Querschnitt, den wir aus den vielen Aufschlüssen der Gegend von Zuckmantel, Ziegenhals und Niklasdorf gewinnen können, zeigt, daß sie sich fast ausschließlich aus diluvialen Schichten nordischer und lokaler Herkunft zusammensetzen, weshalb ihre Bezeichnung als „Diluvialschwellen“ gerechtfertigt ist. In der Niklasdorfer Diluvialschwelle, die im N den Bielelauf begleitet, sowie in der Zuckmantler Schwelle wechsellagern nordische Vorschüttungssande und Geschiebelehme mit lokalen Gebirgsrandschottern. Die diluviale Serie reicht bei Niklasdorf von der Schwellenhöhe bis in das Niveau des Bieletalbodens hinab, und da im Flußbett anstehendes Grundgebirge zu beobachten ist (z. B. in der Nähe der alten Reichsgrenze), so kann ihre Mächtigkeit auf 50—60 m berechnet werden. Die nördlich der Oppa sich hinziehende Branitzer Diluvialschwelle hingegen weist geringere Mächtigkeiten der glazialen Bildungen auf. Ihr Kern besteht, wie aus dem häufigen Anschneiden miozäner Schichten durch die Gewässer zu ersehen ist, aus Tertiär. Ihre

relative mittlere Höhe beträgt gegenüber dem Talboden der Oppa etwa 50 m.

Wir haben auf Grund der diluvialstratigraphischen Verhältnisse gesehen, daß die Diluvialschwellen von Niklasdorf, Zuckmantel und Branitz die Südgrenze des zweiten elstereiszeitlichen Vorstoßes, der Biele-Oppaphase, bezeichnen. Sie müßten im System der diluvialmorphologischen Formen den Endmoränen entsprechen. Doch zeigt ihre Oberflächengestaltung keinerlei Ähnlichkeit mit den Endmoränen des norddeutschen Tieflandes. Es fehlt ihnen das kuppige Relief[27]). Anklänge daran finden sich wohl bei Kuchelna, doch betont *Lindner* richtig, daß es sich hier nicht um eine „Endmoräne im landläufigen Sinne" handelt (131, S. 5). Ihre Profile sind vielmehr recht ausgeglichen. Desgleichen fehlen ihnen die für Endmoränen so charakteristischen vorgelagerten Sander und großen Blockpackungen, an deren Stelle ein Ineinandergreifen von erratischem und einheimischem Material tritt. Wir haben daher den Ausdruck Endmoräne vermieden und die treffendere Bezeichnung Diluvialschwelle gewählt.

Bezeichnend für sie ist nun ihre Anordnung vor dem Gebirgsrand. Sie verlaufen parallel zu ihm und riegeln Tieflandseinbuchtungen im N beckenartig ab. So das stark erweiterte Bieletal bei Niklasdorf und das Zuckmantler Becken (Karte IV). Weniger augenfällig wirkt der Abschluß der Troppauer Bucht durch die Branitzer Diluvialschwelle. Sie bilden entlang des Gebirgsrandes keinen zusammenhängenden Schwellenzug, sondern finden in vorspringenden Grundgebirgspartien eine Unterbrechung. Der Holzberg trennt die Niklasdorfer von der Zuckmantler Diluvialschwelle und das Hotzenplotzer Hügelland letztere von der Branitzer Schwelle, die bis zum Hultschiner Kulmzipfel reicht.

Dadurch, daß ihre Längserstreckung parallel zum Gebirgsrand verläuft, daß sie also die präquartären Abflußwege, die wir an Hand von jungtertiären Schottervorkommen rekonstruieren konnten, versperren, erweisen sie ihren bestimmenden Einfluß auf die Entwicklung des Gewässernetzes unmittelbar am Gebirgsrand. Sie begleiten als talhangbildende Höhen die Läufe der Biele, des Gickerei- und Goldbaches sowie der Oppa, und es ist eine bei allen drei Schwellen übereinstimmende Erscheinung, daß dort, wo ihr östliches Ende sich an vorspringende Grundgebirgspartien anlehnt, diese von den Gewässern in Durchbruchstäler zerschnitten werden. So reicht die Niklasdorfer Schwelle bis an

---

[27]) Auf der Zuckmantler Diluvialschwelle sind wohl kleine kuppige Formen zu beobachten, doch handelt es sich hier stets um herausgeschnittene Reste von Gebirgsrandschotterbänken, die infolge ihrer Wasserdurchlässigkeit und damit verbundenen Trockenheit ackermäßig nicht genutzt werden können und daher mit Strauchwerk bestanden sind.

den Bieledurchbruch von Ziegenhals, die Zuckmantler Schwelle bis zum Durchbruchstal des Goldbaches und die Branitzer Schwelle bis an den Hultschiner Kulmzipfel, der durch den Oppadurchbruch vom Gesenke abgetrennt wird.

So begreifen wir den genetischen Zusammenhang von Diluvialschwellen und Durchbruchstälern am ostsudetischen Gebirgsrand. Die Aufschüttung der Diluvialschwellen durch das Eis bewirkte gleichzeitig die Absperrung alter Abflußwege und erzwang die Durchschneidung des exponierten Grundgebirges.

D. Zusammenfassung

1. Die Ostsudeten stellen eine von untermiozänen Randbrüchen begrenzte Querscholle des dem System der Varisziden als Südstamm angehörenden polnisch-sudetischen Bogens dar. Während die Hauptfaltung in den Westsudeten kaledonisch ist, erreichte der Gebirgsbildungsprozeß der Ostsudeten auf der Wende vom Oberdevon zum Unterkarbon in der bretonischen Phase, die auch die Horizontalverfrachtung und Überschiebung der moldanubischen bzw. lugischen Gesteinsdecken auf das moravosilesische Grundgebirge brachte, seinen Höhepunkt. Bei abnehmender Intensität klingt er in der asturischen Phase zwischen mittlerem und oberen Oberkarbon aus.

2. Das Ergebnis dieses orognetischen Vorganges war ein Gebirge von durchaus alpinotypem Bau, charakterisiert durch zentrale Gneisgewölbe und Abscherungsdecken großen Stils, an die sich als östlicher Innensaum eine Zone nichtmetamorpher Sedimentgesteine (Kulm) anschließt, die wiederum das paralische, flözführende Oberkarbonbecken Oberschlesiens im W bzw. N randlich umgibt.

3. Doch bereits während der bretonischen Phase beginnt seine Einrumpfung, aus der zunächst die mächtigen Schichtenkomplexe des ostsudetischen Kulms hervorgehen. Im Perm scheinen bereits nur noch Mittelgebirgsformen vorgelegen zu haben, denn noch vor der jurassischen Transgression war die Entstehung der mährischen Rumpflandschaft im großen und ganzen abgeschlossen. Die Folgezeit brachte nur eine unwesentliche Erniedrigung des Demudationsniveaus. Während nun in den zentralen Teilen des heutigen Mittelgebirges der festländische Abtragungsprozeß bis zum Oligozän andauerte und hier das Relief der alten Landoberfläche mit Vertikaldifferenezn bis zu maximal 500 m schuf, bedingten die kretazischen und miozänen Transgressionen im Bereich der mährischen Höhen bzw. des Gesenkes die nahezu völlige Einrumpfung und damit die Bildung der bereits in der Hauptanlage triassischen mährisch-schlesischen Peneplain.

4. Im Oligozän setzte nun mit der jüngeren Anlage des Sudetenrandbruches und des ostsudetischen Hauptgebirgsquerbruches die Zerbrechung dieses alten Reliefs ein. Aus der Tatsache, daß im Freiwaldauer Becken die untermiozänen Vereb-

nungen längs des Hauptgebirgsquerbruches nicht gegeneinander verworfen sind, war zu folgern, daß die Heraushebung des Altvaterhauptkammes als selbständige Leistenscholle über die übrigen Gebirgsteile im Zusammenhang mit der westsudetischen Horstbildung bereits im Oligozän erfolgt ist. Erst während des ausgehenden Untermiozäns begann als Vorlanddeformation der karpatischen Orogenese die eigentliche Schollenbildung der Ostsudeten, die Entstehung des Altvaterwalms und der Randbrüche des Gesenkes. Wie die vier Terrassensysteme des Altvatergebirges beweisen, dauerte der Hebungsvorgang bis in das Mittelmiozän an und führte noch im Pliozän zu Dislokationen am nördlichen Altvatergebirgsrand.

5. Er ist überdies an den Horstflanken der Ostsudeten sowie am benachbarten westsudetischen Reichensteiner Gebirgsrand durch litorale Erosionsformen des mittelmiozänen Meeres bezeugt, dessen Wasserbedeckung u. a. ganz Oberschlesien, die mährische Pforte, das Ostplateau des Gesenkes und die anschließenden mährischen Landschaften umfaßte. Die Transgression prägte dem Grundgebirge der Schollenränder zwischen dem Neißedurchbruch bei Wartha und der Oder-Betschwasenke marine Abrasionsterrassen auf, aus deren Höhenlage und verschiedener Staffelung zunächst einmal ganz allgemein zu ersehen war, daß nicht eine Senkung des Meeresspiegels, sondern allein eine differenzierte Heraushebung der Horste als Ursache ihrer Entstehung angesehen werden muß, zum anderen, daß der Hebungsvorgang im Bereich des Reichensteiner und Altvatergebirges sowie des Oppaberglandes während der ersten Phasen weitaus intensiver war, im Ostplateau des Gesenkes dagegen länger andauerte und hier zur Höherlegung der obersten Strandmarken führte.

6. Diese mittelmiozäne Gebirgsrandtopographie ist im Diluvium weitgehend modifiziert worden. Mit einer maximalen Höhe von fast 600 m überfuhr, wie die diluvial stratigraphischen Verhältnisse zeigten, das nordische Inlandeis während der Betschwaphase der Elstereiszeit die mährische Pforte und das Gesenke, wohingegen der Vorstoß der Biele-Oppaphase seine südlichste Randlage bereits auf den Diluvialschwellen von Niklasdorf, Zuckmantel und Branitz fand. Die Vorstöße der Saaleeiszeit haben den ostsudetischen Gebirgsrand nicht mehr erreicht.

7. Die Eistransgression verursachte am Gebirgsrand und im ostsudetischen Vorland eine völlige Umlegung des präquartären Gewässernetzes. Das auf Grund jungtertiärer Schottervorkommen rekonstruierte präglaziale Laufbild der Flüsse des ostsudetischen Vorlandes erwies die Einzugsgebiete der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele — zu letzterem gehörte entgegen den heutigen Verhältnissen der Goldbach — als selbständige Systeme, desgleichen die radiale Anordnung der vom östlichen Gesenke und den Westbeskiden herabkommenden Gewässer, die im unteren

Zinnagebiet konvergierten. Die Abflußrichtungen verliefen im allgemeinen senkrecht zum Gebirgsrand gegen NO. Infolge stationärer Eisrandlagen erfolgte dann die Umbiegung der Flußläufe unmittelbar am Gebirgsrand sowie die Querlegung des Zinnasystems.

8. Während nun die flächenhaft wirkende Eiserosion in der ostsudetischen Hügelzone zur Ausbildung eines durch Rundhöckerformen und Felswannen gekennzeichneten Glazialreliefs führte, war durch die diluvialen Flußverlagerungen die Möglichkeit einer erosiven Beeinflussung des Grundgebirges gegeben. Sie äußert sich, wie an den Durchbruchstälern der Freiwaldauer Biele und des Goldbaches gezeigt werden konnte, in engtalartigen Grundgebirgseinschnitten, in Erosionskerben und seitlichen Hangunterschneidungen. Diese Erscheinungen stehen in genetischer Beziehung in kausalem Zusammenhang mit der Aufschüttung der Diluvialschwellen vor dem Gebirgsrand, was schon allein aus ihrer Anordnung hervorgeht. Denn überall dort, wo die Schwellen mit ihrem östlichen Ende vorspringende Grundgebirgspartien berühren, werden diese von den abgelenkten Gewässern in Durchbruchstälern zerschnitten. Genetisch den Durchbruchstälern gleichzuordnen sind die Gebirgsrandsenken, deren breitere Ausgestaltung einmal dadurch bedingt ist, daß sie mit Zonen tektonisch stark beanspruchten Gesteins zusammenfallen, die z. T. bereits präglazial ausgeräumt waren, zum anderen, daß sie das Erosionsergebnis eines mächtigen, urstromartigen Abflußes glazialer Schmelz- und Gebirgswässer sind.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen:

Abh. Preuß. Geol. L.-A.. = Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt.
F. Geol. u. Pal. = Fortschritte der Geologie und Paläontologie.
Geogr. Z. = Geographische Zeitschrift.
Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau.
Jb. Geol. Ver. Oberschles. = Jahresberichte der Geologischen Vereinigung Oberschlesiens.
Jb. Preuß. Geol. L.-A. = Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt.
N. Jb. f. Min. etc. = Neues Jahrbuch für Mineralogie usw.
P. M. = Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha.
Sber. Ak. Wiss. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften.
Sber. Preuß. Geol. L.-A. =Sitzungsberichte der Preußischen Geologischen Landesanstalt.
Verh. d. naturf. Ver. = Verhandlungen des naturforschenden Vereins in Brünn.
Verh. Geol. R.-A. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt.
Z. dt. geol. Ges. = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft.

1. Altar, P.: Die Stratigraphie der Engelsberger Schichten. Mittl. Naturw. Ver. Troppau, Folge 23. 1931.
2. Anders, G.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ziegenhals. „Grenzland-Kalender", 6. Jg. 1938, Ziegenhals, 1938.
3. Bartonec, F.: Über einen neuen Fundpunkt des marinen Miozäns im Sudetengebiete. Verh. Geol. R.-A., Wien 1910.
4. Becke, Fr.: Die kristallinen Schiefer und der geologische Bau des Altvatergebirges. Sber. Ak. Wiss., Wien, 1892.
5. Becke u. Schuster: Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1887.
6. Becke, Fr: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sber. math.-nat. Kl. K. Ak. Wiss. Abt. 1 Wien, 1892. (S. 286—30,)
7. Becker, B.: Petrographische Untersuchungen im Culm des niederen Gesenkes. Verh. d. naturf. Ver. Brünn, 62. Jg. 1931.
8. Bederke, E.: Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. N. Jb. f. Min. ect. Beil. Bd. 53 Abt. B (S. 98) Stuttgart, 1925.
9. Bederke, E.: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Berlin: Bornträger 1924.
10. Bederke, E.: Die Grenze von West- und Ostsudeten. Geol. Rdsch. 20. (S. 186 ff.) 1929.
11. Bederke, E.: Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. Abh. Preuß. Geol. L.-A. 89, 1922.
12. Bederke, E.: Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. Centralbl. Min. etc. B, 1931.

13. Bederke, E.: Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge. Geol. Rdsch. 26 (S. 108—123). Stuttgart, 1935.
14. Bederke, E.: Oberschlesien und das variscische Gebirge. Geol. Rdsch. 21. H. 4. 1930.
15. Bederke, E.: Sudetenrand und Eulengebirgsproblem. Vom deutschen Osten, Friederichsenfestschrift. Hrsg. v. H. Knothe, Breslau, 1934.
16. Bederke, E.: Verbreitung und Gliederung des Devons in den Ostsudeten. Centralbl. f. Min. ect. B (S. 33—46), 1935.
17. Behr, Joh.: Das Staubecken von Ottmachau (O/S.). Sber. Preuß. Geol. L.-A. 1930.
18. Behr, Joh.: Die Entwicklung des Tertiärs und Diluviums im Grenzgebiet von Nieder- und Oberschlesien. Sber. Preuß. Geol. L.-A. 1929.
19. Behr, Joh. u. von zur Mühlen, Leo: Die Urbettung der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele. Preuß. Geol. L.-A. 53. Berlin, 1932.
20. Behr, Joh.: Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien. Jb. Preuß. Geol. L.-A. 32. Berlin, 1911.
21. Behr, Joh. u. von zur Mühlen, Leo: Zur Gliederung und Altersstellung des oberschlesischen Randdiluviums. Jb. Preuß. Geol. L.-A. 53. Berlin, 1932.
22. Berg, G.: Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinungen der nordischen Vereisung am Sudetenrande. Z. dt. geol. Ges. 80 (S. 215—224). Berlin, 1928.
23. Berger, Fritz: Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens (3. Abt.). N. Jb. f. Min. ect. Beil.-Bd., Abt, B, Bd, 77, H, 2 Stuttgart, 1937.
24. Berger, F.: Diluviale Stratigraphie und Tektonik im Gebiete der oberen Neiße und Steine. Mit einem Beitrag zur Schotteranalyse. Jb. Preuß. Geol. L.-A. Berlin, 1931.
25. Berger, Fr.: Geologischer Bau des Gebietes von Kamenz, Wartha und Glatz. Tätigkeit d. Geol. Ver. Oberschles. 1931.
26. Berger, K.: Die Ostsudeten. 17. Jb. d. k. k. Staatsrealschule in Jägerndorf, 1894.
27. Berichte der Geologischen Vereinigung Oberschlesiens über Exkursionen in das Altvatergebirge und sein Vorland. Jb. Geol. Ver. Oberschles.
28. Braun, G.: Deutschland. 1916.
29. Bubnoff, Serge v.: Geologie von Europa. Bd. 2, Teil 1. Berlin, 1930.
30. Buch, L. v.: Versuch einer mineralogischen Beschreibung von Landeck. Breslau, Hirschberg 1797.
31. Bukowsky, Geza v.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Mähr.-Neustadt und Schönberg. Wien 1905.
32. Bukowsky, G. v.: Nachträge zu den Erläuterungen des Kartenblattes: Mähr.-Neustadt-Schönberg. Jb. d. Geol. R.-A., Wien, 1905.
33. Bukowsky, G. v.: Reiseberichte aus Nordmähren. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1892.
34. Bukowsky, G. v.: Über den Bau der südlichen Sudetenausläufer östlich von der March. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1893.
35. Bukowsky, G. v.: Vorlage des Kartenblattes: Mähr.-Neustadt-Schönberg. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1900.
36. Camerlander, C. v.: Aus dem Diluvium des nordwestlichen Schlesien Verh. Geol. R.-A., Wien, 1885.
37. Camerlander, C. v.: Aus dem Granitgebiet von Friedeberg in Schlesien. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1887.
38. Camerlander, C. v.: Das Gneisgebiet des nordwestlichen Schlesien. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1890.

39. Camerlander, C. v.: Die Haupttypen der kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1890.
40. Camerlander, C. v.: Geologische Aufnahmen im Gebiet des Spieglitzer Schneeberges. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1891.
41. Camerlander, C. v.: Hochgelegenes nordisches Diluvium im Bergland von Olbersdorf-Jägerndorf. Abh. Geol. R.-A., Wien, 1891.
42. Camerlander, C. v.: Innerer Aufbau und die äußere Gestaltung der mährisch-schlesischen Sudeten. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1889.
43. Camerlander, C. v.: Reisebericht aus dem Gebiete des mährischen Hohe-Haide-Hirschkammzuges. Verh. Geol. R.-A., Wien 1889.
44. Camerlander, C. v.: Reisebericht aus Österreich-Schlesien. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1884.
45. Camerlander, C. v.: Reiseberichte aus Westschlesien. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1886.
46. Cloos, H.: Das Batholitenproblem. F. Geol. u. Pal. Berlin, 1923.
47. Cloos, H.: Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin, 1922.
48. Cloos, H.: Bau und Oberflächengestaltung der Sudeten. Verh. d. dt. Geogr.-Tages, Breslau, 1925.
48a. Cramer, R.: Der geologische Bau des Leobschützer Landes. Der Oberschlesier, 19. Jg. 1937.
49. Dathe, E.: Das nördliche Diluvium in der Grafschaft Glatz. Jb. Preuß. Geol. L.-A., 1894.
50. Dathe, E.: Das Vordringen des nördlichen Inlandeises in die Grafschaft Glatz. Z. Geol. Ges., 1900, H. 4.
51. Dathe, E.: Über Eruptivgesteine aus der Umgebung von Landeck in Schlesien. Jb. Preuß. Geol. L.-A., 19, 1898.
52. Dathe, E.: Zur Kenntnis des Diluviums in der Grafschaft Glatz. Jb. Preuß. Geol. L.-A. 20, 1899.
53. Davis, W. M. und Braun, G.: Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig u. Berlin, 1911.
54. Demel, W.: Die Diorite des Altvatergebirges. Jb. d. dt. Staatsoberrealschule, Troppau, 1910.
55. Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Hrsg. v. Bureau d. Ausschusses zur Untersuchung der Wasserverhältnisse in den der Überschwemmungsgefahr ausgesetzten Flußgebieten. Berlin, 1896.
56. Drechsler, A.: Altvaterland. Olmütz, 1930.
57. Drescher, F. K.: Zur Tektonik der Intrusivmasse von Friedeberg in Schlesien (Tschecho-Slowakei). Tektonik und Magma II. Abh. Preuß. Geol. L.-A. N. F. H 96. Berlin, 1924.
58 Ens, F.: Das Oppaland. Troppau 1835/36.
59. Fabiunke, G.: Oberflächenformen im Glatzer Schneegebirge. Diss. Breslau 1916.
60. Fietz, A.: Fossile Hölzer aus Schlesien. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1926.
61. Finckh, L.: Die geologischen Verhältnisse des Reichensteiner Gebirges in der Umgebung der Stadt Reichenstein. Jb. d. Schles. Forstver. Breslau, 1926.
62. Finckh, L. u. Götzinger, G.: Erläuterungen zur geol. Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und des Neißevorlandes. Wien, 1931.
63. Finkh, L.: Zur Frage der Altersstellung der Landecker Basalte. Z. dt. Geol. Ges. 1925.
64. Finckh, L.: Zur Frage des Alters des ostsudetischen Gebirges. Jb. Preuß. Geol. L.-A. Berlin 1927.
65. Fischer: Der Bau des Glatzer Schneegebirges. Jb. Preuß. Geol. L.-A., Berlin, 1936.

66. Flohr, E. F.: Alter, Entstehung und Bewegungserscheinungen der Blockmeere des Riesengebirges. Vom dt. Osten, Friederichsen-Festschrift. Hrsg. v. H. Knothe. Breslau, 1934.
67. Fox, Rob.: Das Gesenke. Eine Paßstudie. Festschr. d. geogr. Sem. Univ. Breslau zur Begr. d. 13. dt. Geogr.-Tages. Breslau, 1901.
68. Franz, A. R.: Die Sudeten. Bau und Gliederung des Gebirges. 1. u. 2. Jb. d. dt. Landes-Oberrealschule in Leipnik für d. Schuljahr 1900 u. 1901.
69. Frech, Fr. u. Kampers, Fr.: Schlesische Landeskunde. 2 Bde. Leipzig 1913..
70. Frech, Fr.: Über den Bau der schlesischen Gebirge. Geogr. Z. 1902.
71. Freyberg, B. v.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. F. Geol. u. Pal. H. 6. Berlin 1923.
72. Friedensburg, F.: Das Braunkohlen führende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Frankenstein und Neiße und die Altersfrage der schlesischen Braunkohlen. Jb. Preuß. Geol. L.-A. (S. 154—217), Berlin, 1914.
73. Friedensburg, F.: Die subsudetische Braunkohlenformation im Flußgebiet des Mittellaufes der Glatzer Neiße. Breslau, 1911.
74. Friedrich: Exkursion in das Becken des alten Stausees zwischen Wartha und Kamenz. Z. dt. Geol. Ges. 1904.
75. Ganß, Ortwin: Das Miozän des Jaklovec bei Mähr.-Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesischen Miozäns. Firgenwald, 9. Jg. Reichenberg, 1936.
76. Gellert, J. u. Schüller, A.: Eiszeitböden im Riesengebirge. Z. Dt. Geol. Ges, Berlin, 1929.
77. Gellert, J. F.: Geomorphologie des mittelschlesischen Inselberglandes. Z. Dt. Geol. Ges. 83 (S. 431—47). Bln. 1931.
78. Götzinger, G.: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh., hrsg. v. A. Penck, Bd. 9, H. 1. Leipzig 1907.
79. Götzinger, G.: Die Entstehung des Landschaftsbildes in der Umrahmung von Friedeberg und Weidenau. „Heimat", 3. Jg. (S. 128—134). Troppau 1924.
80. Götzinger, G.: Einige Diluvialprofile im Kartenblatt Jauernig und Weidenau und deren Deutung. Verh. k. k. Reichsanst. (S. 95—104). Wien 1913.
81. Götzinger, G.: Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuße des Reichensteiner Gebirges (im westlichen Schlesien). Mitt. k. k. Geogr. Ges. Wien, 58 (S. 271—302), Wien 1915.
82. Götzinger, G.: Zur Methodik der geologischen Kartierung im nordischen Diluvium mit Vorlage der Karte des Diluvialterrains auf dem Blatte Jauernig-Weidenau. Verh. Geol. R.-A., Wien, 1914.
83. Guckler, J.: Das Reichensteiner und Bielengebirge. Ein Beitrag zur Kenntnis des schlesischen Gebirgslandes. Jb. d. k k. Geol. R.-A., Wien. 1897.
84. Halfar: Unterdevon des Altvatergebirges. Z. Dt. Geol. Ges. 1882.
84a. Hassinger, H.: Das Südende der eiszeitlichen nordischen Vergletscherung in Mitteleuropa. Mittl. d. k. k. Geogr. Ges. Wien H. 4, 1911.
85. Hassinger, H.: Die mährische Pforte. Abh. Geogr. Ges. Wien, 9. Wien 1914.
86. Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh. hrsg. v. A. Penck, Bd. 8, H. 3, Leipzig 1905.

87. Herrmann, R.: Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteldeutschland. Beitr. z. Ldskde. v. Mitteldeutschland. Festschr. z. 23. Dt. Geogr.-Tag in Magdeburg. Braunschweig 1929.
88. Herzog, Fr.: Tektonische Spezialuntersuchungen im Gebiet des Neißegrabens. „Tektonik und Magma", Bd. 1, Abh. Preuß. Geol. L.-A. N. F., H. 89. Berlin 1922.
88a. Hesemann, J.: Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschiebekundlichen Standpunkt aus. Geol. Rdsch. Bd. 32. Berlin 1931.
88b. Hesemann, J.: Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium. Jb. Preuß. Geol. L.-A., 52. 1931.
89. Hetfleisch, E.: Das Friedeberger Ländchen. „Heimatbildung", H. 38. Reichenberg 1923.
90. Hettner, Alfr.: Die Abhängigkeit der Formen der Landoberfläche vom inneren Bau. Geogr. Z. Jg. 19. Leipzig 1913.
91. Hettner, Alfr.: Die deutschen Mittelgebirge. Geogr. Z. 1904.
92. Hettner, Alfr.: Die Entstehung des Talnetzes. Geogr. Z. Jg. 19. Leipzig 1913.
93. Hettner, Alfr.: Die Oberflächenformen des Festlandes, Berlin 1921.
94. Hettner, Alfr.: Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. Geogr. Z. Jg. 19. Leipzig 1913.
95. Hielscher, H.: Das Altvatergebirge. Wirtschaftsgeogr. Arb., hrsg. v. E. Scheu. Breslau 1936.
96. Hochstädter, v.: Die Dachschieferindustrie in Mähren und Schlesien. Österr. Rev. III. 1865.
97. Högbom, B.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Inst. Geol. Univ. Upsala. XII. Upsala 1913/14.
97a. Hornig, G. H.: Die Oberflächenformen des nördlichen Eulengebirges als Beispiel der Einwirkung der nordischen Vereisung auf das mittelschlesische Gebirge. Landesk. Forsch., H. 18, 1913.
98. Jahn, J. J.: Über das quartäre Alter der Basalteruptionen im mähr.-schles. Niederen Gesenke. Sber. Ak. Wiss. Wien, Abt. I, 1907.
99. Janowsky, F.: Das nordwestliche k. k. Schlesien. Oberhermsdorf 1887.
100. Jedlitschka, H.: Die miozänen Meeresablagerungen des Niederen Gesenkes. Mittl. d. Naturwiss. Ver. in Troppau, Nr. 19/20. 1929.
101. Jüttner, K.: Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österreich-Schlesien Z. mähr. Landesmus. 12 (S. 209). Brünn 1912.
102. Jüttner, K.: Die Schalensteine und Venusnappla des Friedeberger Granitstockes. Schles. heimatkundl. Bücherei, Folge 1. Troppau 1926.
103. Kenngott, G. A.: Bericht über die geognostische Untersuchung des nordwestl. Teiles von Schlesien. Wien 1853.
104. Kiegler, F.: Erdgeschichte des Weidenauer Ländchens. Weidenau 1935.
105. Kiegler, Fr. u. Kralik, Br.: Die Mineralien und Gesteine des Friedeberg-Weidenau-Jauerniger Gebietes, Tschechisch-Schlesien. „Firgenwald", 8. u. 9. Jg. Reichenberg 1935/6.
106. Kiegler, Fr. u. Kralik, Br.: Zur Entstehung und Geschichte des Weidenauer Kaolinlagers. Naturwiss. Ver. Troppau, 1933/34.
107. Klement, F.: Morphologische Untersuchen im Altvatergebirge. „Firgenwald" 1 (S. 25—52). 1928.
108. Knopp, Leo: Das Niedere Gesenke. Tätigkeit d. Geol. Ver. Oberschles. 1931.

109. Knopp, Leo: Der Faltenwurf der Ostsudeten. N. Jb. Min. ect. Beil.-Bd. 68 Abt. B (S. 277). 1932.
110. Knopp, Leo: Der Kulm in Oberschlesien. Tätigkeitsber. d. Geol. Ver. O/S. Gleiwitz 1931.
111. Knopp, Leo: Über die Goniatiten und die Stratigraphie des ostsudetischen Unterkarbons. Jb. Geol. Ver. Oberschles. Gleiwitz 1935.
111a. Knopp, Leo: Über die Geologie des Gebietes an der Mährischen Pforte. Jb. Geol. Ver. Oberschles. 1936.
112. Knopp, Leo: Über die Tektonik und Stratigraphie der Ostsudeten. Jb. Geol. Ver. Oberschles. I. Teil (S. 1—32). Gleiwitz 1933.
113. Kölbl, L.: Die alpine Tektonik des Altvatergebirges. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 22. Wien 1929.
114. Kölbl, L.: Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. Sber. Ak. Wiss., math.-nat. Kl., Bd. 136. 1922.
115. Kölbl, L.: Über den Gebirgsbau der Sudeten. Centralbl. f. Min. ect. Abt. B, H. 11. 1930.
116. Kossmat, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. Sächs. Geol. L.-A., H. 1. 1927.
117. Kretschmer, F.: Der metamorphe Dioritgabbrozug nebst seinen Peridotiten und Pyroxemiten im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge. Jb. Geol. R.-A. Wien. 1917, S. 1.
118. Kretschmer, F.: Die erzführenden Diabas- und Schalsteinzone Sternberg-Bennisch. Arch. f. Lagerstättenf., 1917, H. 24. Berlin 1917.
119. Kretschmer, F.: Die Graphitablagerungen bei Mähr.-Altstadt-Goldenstein. Jb. Geol. R.-A., Wien. 1897.
120. Kretschmer, F.: Die Herkunft der Eisensäuerlinge von Karlsbrunn. Centralbl. f. Min. ect. 1918.
121. Kretschmer, F.: Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens. Jb. Geol. R.-A. Wien. 1902.
122. Kretschmer, F.: Über die Kontaktmetamorphose an unterirdischem Diabas zwischen Karlsbrunn im Hochgesenke. Z. d. mähr. Landesmus., Brünn 1911.
123. Kühnel, H.: Die geologische Karte des Reichensteiner Gebirges usw. „Firgenwald", 5. Jg. Reichenberg 1932.
124. Kunz, Fr.: Der große Kessel im Altvatergebirge. Deutschmähr. Heimat. 1927.
125. Lassaulx, A. v.: Petrographische und mineralogische Notizen aus österr. Schlesien. N. Jb. f. Min. ect. Berlin 1878
126. Laus, H.: Die nutzbaren Mineralien und Gesteine von Mähren und Schlesien. Brünn: Winiker 1906.
127. Lehmann: Das Altvatergebirge. Z. f. Erdkunde. Berlin 1882.
128. Lehmann, O.: Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufes bei beständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mittl. Geogr. Ges. Wien, Bd. 65. Wien 1922.
129. Leppla, A.: Geologisch hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. Abh. Preuß. Geol. L.-A. N. F. H. 32. Berlin 1900
130. Lepsius, R.: Geologie von Deutschland. 3. Teil, Schlesien und die Sudeten. 1913.
131. Lindner, Herb.: Die Eiszeiten und der eiszeitliche Mensch im südlichen Oberschlesien. Jb. d. Geol. Ver. Oberschles. 1. Teil. 1937.
131a. Lindner, H.: Neues aus Südwestoberschlesien. Jb. Geol. Ver. Oberschles., II. Teil 1933.
131b. Lindner, H.: Zur Diluvialgeologie des Ratiborer Landes. Jb. Geol. Ver. Oberschles., II. Teil 1932.

132. Linstow, O. v.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. Preuß. Geol. L.-A. N. F. H. 87. Berlin 1922.
133. Łoziński, W.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Naturwiss. Wochenschr. 8, X. 1911.
134. Łoziński, W.: Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. Mittl. Geol. Ges. Wien. 2. 1909.
135. Lucerna, R.: Das Alter der Vulkane des Gesenkes. Verh. naturf. Ver. Brünn. 47. 1909.
136. Lucerna, R.: Die Exkursion der Mitglieder des Geogr. Instituts nach Mähren und Schlesien und zum 13. deutschen Geographentag in Breslau 1901. B. ü. d. 27. u. 28. Vereinsjahr, erstattet vom Ver. d. Geogr. a. d. Univ. Wien. Wien 1903.
137. Lucerna, R.: Die Vergletscherung der Nordostseite des Altvaterkammes. „Freudenthaler Ländchen" Jg. 4. Folge 4. 1924 (S. 45—49).
138. Lucerna, R.: Gletscherspuren aus dem Altvatergebirge. P. M. 1924 (127, 177).
139. Lucerna, R.: Mittel- aus Hochgebirgsform. P. M. 1925. (S. 252—254).
140. Machatschek, Fr.: Landeskunde der Sudeten- und Westkarpatenländer. Stuttgart 1927.
141. Machatschek, Fr.: Nouvelles observations géomorph. sur le massiv de la Bohème. La Géographie 17.
142. Magerstein, V.: Die Kalksteine im nordwestlichen Österreich.-Schlesien. Oberhermsdorf 1883.
143. Makowsky, A.: Die Tropfsteinhöhle von Saubsdorf. „Altvater", 1886, Nr. 1.
144. Meißner, A.: Die Erdgeschichte der weiteren Umgebung Freudenthals. „Freudenthaler Ländchen". Freudenthal 1926.
145. Meißner, A.: Die Exkursion der Mitglieder des Geogr. Instituts der Univ. Wien nach Ostböhmen und Nordwestmähren im Mai 1905. G. Jber, aus Ö. 6. Wien, 1907.
146. Meißner, A.: Die Talgeschichte der Stillen Adler in Ostböhmen. Jber. aus Öst. 9. Wien 1911.
147. Melion, J.: Die Sörgsdorfer Braunkohle. Naturwiss. Ver. Troppau. 1901.
148. Melion, J.: Übersicht der Mineralien und Gesteine von Österreich-Schlesien. Troppau 1897.
149. Michael, R.: Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen. Z. Dt. Geol. Ges. Bd. 59. 1907.
150. Michael, R.: Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums. Preuß. Geol. L.-A. Jahrb. Bd. 36. 1913.
151. Mikula: Geographische Studien im Olmützer Becken und an seinen Flanken. Mittl. Geogr. Ges. Wien. Bd. 69. 1926.
152. Mikula, H.: Albrecht Penck und der sudet. Boden. „Firgenwald". Jg. 1, H. 3. Reichenberg 1928.
153. Moscheles: Das Alter der Rumpfflächen im böhmischen Massiv. Geol. Rdsch. 1924.
154. Moscheles, J.: Über Eckfluren und andere Probleme der Talbildung. Geol. Rdsch. 1922.
155. Mühlen, Leo von zur: Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. Jb. Preuß. Geol. L.-A. 49. (S. 580—586). Berlin 1928.
156. Olbricht, K.: Die Gliederung des schlesischen Diluviums. Jber. schles. Ges. vat. Kultur. 1913.
157. Olbricht, K.: Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. Jb. Preuß. Geol. L.-A. 42. (S. 341—351) Berlin 1921.
158. Oppenheim, P.: Über das Miozän in Oberschlesien. Z. Dt. Geol. Ges. Bd. 59. 1907.

159. Ouvrier, H.: Beiträge zur Morphologie des Hohen Riesengebirges. Diss. Breslau 1933.
160. Ouvrier, H.: Blockmeere und Strukturböden im Riesengebirge. „Wanderer i. Rsgb." 1932.
161. Panzer, W.: Talrichtung und Gesteinsklüftung. P. M. 1923.
162. Partsch, J.: Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und alpinen Eisgebiet. Geogr. Z. 1904.
163. Partsch, J.: Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. z. dt. Landes- und Volkskunde. Bd. 8. Stuttgart 1894.
164. Partsch, J.: Schlesien. 2 Bde. Breslau 1896 u. 1911.
165. Passarge, S.: Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaft. P. M. 1919.
166. Passarge, S.: Morphologie der Erdoberfläche. Jedermanns Bücherei. Breslau 1928.
167. Patteisky, K.: Die Geologie und Fossilführung der mährisch-schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. Troppau 1929.
168. Patteisky, K.: Schichtenfolge und Tektonik im mährisch-schlesischen Kulm und dem von den Decken der Karpathen überlagerten Ostrau-Karwiner Südreviere. Berg- u. Hüttenm. Jb. 1924 (S. 49).
169. Patteisky, K.: Über den ostsudetischen Kulm. „Firgenwald", Jg. 1. Reichenberg 1928.
170. Patteisky,K.: Über die Lagerungsverhältnisse im mährisch-schlesischen Karbongebiet. Lotos. Prag 1926. (S. 237—40).
171. Patteisky, K.: Über Schichtenfolge und den Bau des Kulmes im östlichen Teile des Gesenkes. Lotos. Prag 1928.
172. Penck, A.: Das Deutsche Reich. Wien, Prag, Leipzig 1887.
173. Penck, A. u. Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
174. Penck, A.: Morphologie der Erdoberfläche. Bibl. geogr. Hdb., hrsg. v. Fr. Ratzel. Stuttgart 1894.
175. Penck, W.: Die morphologische Analyse. Geogr. Abh., hrsg. von A. Penck. Stuttgart 1924.
176. Petraschek, W.: Das Bruchgebiet böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neißegrabens. Z. Dt. Geol. Ges. Berlin 1904.
177. Philippi: Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Z. Dt. Geol. Ges. 1910.
178. Prelik, K.: Erwiderung auf Kapitel V von K. Zapletals Aufsatz „Zur Geologie der böhm. Masse". Geol. Rdsch. Bd. 20. Berlin 1929.
179. Prelik, K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der böhmischen Masse. Geol. Rdsch. Bd. 18. Berlin 1927.
180. Rasche: Beschreibung der tertiären Ablagerungen zwischen Frankenstein und Neiße. 1906.
181. Rathsburg, A.: Die Gletscher der Eiszeit in den höhern deutschen Mittelgebirgen. „Firgenwald". Jg. 5, H. 1/2, 3/4. Reichenberg 1932.
182. Richthofen, F. v.: Führer für Forschungsreisende. Hannover 1901.
183. Rode, K.: Die saxonische Tektonik in Schlesien. Z. Dt. Geol. Ges. 84. H. 9. 1932.
184. Rode, K.: Flexuren im Gebirgsbau Schlesiens. Z. Dt. Geol. Ges. 87. Bd., H. 10. Berlin 1935.
185. Römer, Ferd.: Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.
186. Römer, F.: Über die Auffindung devonischer Versteinerungen auf dem Ostabhang des Altvatergebirges. Z. Dt. Geol. Ges. 1864.
187. Rosicky, v.: Zur Petrographie des Granitmassivs von Friedeberg in Schlesien. Brünn 1933.

188. Rosiwal, H.: Berichte über geologische Aufnahmen. Verh. Geol. R.-A., Wien 1899 u. 1903.
189. Rosiwal, H.: Vorlage von Kontaktmineralien der Umgebung von Friedeberg in Schlesien. Verh. Geol. R.-A., Wien 1906.
189a. Salisbury: Salient prints concerning the glacial-geology of North Greenland II. Journal of Geology, Vol. IV, Nr. 7, 1896.
190. Scheumann, K. H.: Über die Konglomeratnatur des Dattelquarzits von Krummendorf in Schlesien. Min. u. Petrogr. Mittl. 42. 1932.
191. Schirmeisen: Geographische Beobachtungen zwischen Schönberg und Mähr.-Neustadt. Z. d. mähr. Landesmus. Brünn. 1901.
192. Schmidt, H.: Stratigraphische Beobachtungen im ostsudetischen Paläozoikum. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen 1927.
193. Schmid, J.: Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge (Schwarzwald). Neudamm 1925.
194. Schneider, K.: Zur Orographie und Morphologie Böhmens. Prag 1908.
195. Schön, H.: Geologie des Teßtales. Deutsch-mähr.-schles. Heimat. H. 7/8. 1928.
196. Schön, H.: Geschichte der geologischen Erforschung des Altvatergebirges. Z. d. Mähr.-schles. Sud.-Geb.-Ver. Freiwaldau 1925.
197. Schön, H.: Naturdenkmäler des Altvatergebirges. Deutsch-mähr.-schles. Heimat. H. 1/2. 1927.
198. Schön, H.: Referat über die Arbeiten von J. Woldrich und J. Stejskal aus dem Gesenke in den Jahren 1926—28. „Firgenwald" Jg. 1. Reichenberg 1928.
199. Schön, H.: Tektonische Beobachtungen im Altvatergebirge. Časopis Mor. musea zemského. Jg. 25. Brünn 1928.
200. Schön, H.: Über die morphologischen Verhältnisse in der Gruppe des Hohen Schneeberges. „Firgenwald". Jg. 1. Reichenberg 1928.
201. Schott, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. z. dt. Landes- und Volkskunde. Bd. 29. Stuttgart 1931.
202. Schubert: Über die Foraminiferenfauna und Verbreitung des nordmährischen Miozäntegels. Sber. d. dt. med. nat. Ver. f. Böhmen, „Lotos" 1900.
203. Schubert, K.: Das Interglazial von Kostenthal im Kreise Kosel O/S. im Lichte des Eiszeitproblems. Jb. Geol. Ver. Oberschl. 1934.
204. Schuhmacher, E.: Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. Dt. Geol. Ges. 1876.
205. Schwarzbach, M.: Die Entstehung der Thanndorfer „Terrasse" im Glatzer Schneegebirge (Spieglitzer Schneeberg). „Firgenwald". Jg. 7. Reichenberg 1934.
206. Scupin, H.: Über sudetische prätertiäre junge Krustenbewegungen. Z. Naturw. 82. Halle 1910.
207. Scupin, H.: Zur Paläographie des sudet. Kreidemeeres. Bd. 88, H. 5, 1936.
208. Stache: Geologische Verhältnisse des Nordabfalles der Sudeten in Österreich-Schlesien. 10. Jb. d. Wernerver. in Brünn. 44. 1860.
209. Sölch, J.: W. Pencks morphologische Analyse. Geogr. Z. 1926.
210. Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.
211. Stahl, Alfr.: Zur Tektonik des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Jb. Preuß. Geol L.-A. Bd. 53. Berlin 1932.
212 Stejskal, J.: Geologische Forschungen im Hohen und Niederen Gesenke. Geol. Rdsch. 20. 1929.
213. Stille, H.: Phasen der variskischen Gebirgsbildung. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1920.

214. Sueß, F. E.: Bau und Bild der böhmischen Masse. Bau und Bild Österreichs. Teil 1. Wien u. Leipzig 1901.
215. Sueß, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. Ak. Wiss. Math.-nat. Kl. 88. Wien 1912.
216. Sueß, F. E.: Gibt es einen ostvariszischen Bogen? Sber. Ak. Wiss. Wien 1927.
217. Sueß, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.
218. Thust, W.: Tektonische Untersuchungen an der Grenze von West- und Ostsudeten. Diss. Breslau 1926.
219. Thust, W.: Vom Gebirgsbau der Ostsudeten. Der Oberschlesier. Jg. 12. 1930.
220. Volz, N.: Über Stelzfüßigkeit der Bäume im Gebirge. Beih. z. Jb. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Breslau 1922.
221. Waagen, L.: Die morphologische Analyse der Verwerfungen im Gebirge. Z. f. Geomorphologie. Bd. 2. Berlin 1927.
221a. Wahnschaffe, F. u. Schucht, Fr.: Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1921.
221b. Wiegers, Fritz: Die Altsteinzeit in Oberschlesien. Altschlesien, 1931, Bd. 3.
222. Wilschowitz, J.: Das neue Magnetitvorkommen am Leiterberg bei Waldenburg in Schlesien. Mittl. d. Naturw. Ver. i. Troppau Nr. 19/20. 1929.
223. Wilschowitz, H.: Das tektonische Netz der mähr.-schlesischen Basalte und der Hauptgebirgsquerbruch des Hohen Gesenkes. Mont. Rundschau 1927.
224. Wilschowitz, J.: Die Unterdevonfauna vom Alten Berg und Hofehau im Osturlich. Mittl. Nat. Ver. Troppau. Folge 24/25. 1932.
225. Woldstedt, P.: Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes im Maßstab 1:1 500 000. Berlin 1935.
226. Woldstedt, P.: Über Endmoränen und Oser der Saale-(Riß-)Vereisung in Schlesien. Z. dt. Geol. Ges. 84. Berlin 1932.
227. Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
228. Wollhaupt: Empfehlung des bei Arnoldsdorf und Wildgrund brechenden Tonschiefers zur Bedachung. 7. Bullet. d. naturw. Sect. Schles. Ges. 10. 1821.
229. Worm, G.: Die Kammplatte des Riesengebirges, eine alte Abtragungsfläche, aber keine glaziale Abrasionsfläche. P. M. 1927.
230. Wunschik, A.: Das Randgebiet des Posener Tons in Mittelschlesien. Steinbruch und Sandgrube. 24. Halle a. S. 1925.
231. Zapletal, K.: Zur Geologie der böhmischen Masse. Geol. Rdsch. 1928.
232. Zeuner, F.: Das Klima des Eisvorlandes in den Glazialzeiten. N. Jb. f. Min. ect. m. Beil.-Bd. 72 B. Stuttgart 1934.
233. Zeuner, F.: Die erdgeschichtliche Entwicklung Südwestoberschlesiens. Jber. Geol. Ver. Oberschles. Gleiwitz 1932.
234. Zeuner, F.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. Diss. Breslau 1928.
235. Zeuner, F.: Ein Toteisgebiet der Rißeiszeit in Oberschlesien. Vom deutschen Osten, Friederichsenfestschrift. Hrsg. v. H. Knothe. Breslau 1934.

Geologische Karten:

236. Beyrich, Rose Roth u. Runge: Geognostische Karte von Niederschlesien. 1:100 000. Sekt. Strehlen. Berlin 1867.

237. Camerlander, C. v.: Geologisches Kartenblatt Jaunernig-Weidenau, 1:75 000. 1884.
238. Geologische Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und des Neißevorlandes. 1:75 000. Hrsg. v. G. Götzinger. Wien 1931.
239. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern. 1:25 000. Nr. 3191 (Blatt Kamenz). Hrsg. v. d. Preuß. Geol. L.-A. 1926.
240. Gürich, G.: Geologische Übersichtskarte von Schlesien. 1:400 000. Breslau 1890.
241. Leppla, A.: Geologische Karte des Niederschlagsgebietes der oberen Glatzer Neiße. Blatt: Wilhelmsthal, Habelschwerdt, Glatz.
242. Lepsius, R.: Geologische Karte des Deutschen Reiches. 1:500 000. Sekt. 21 (Breslau). Gotha.
243. Österr. geologische Spezialkarte 1:75 000. Blatt: Mähr.-Neustadt und Schönberg, Blatt: Freudenthal.
244. Römer, F.: Geognostische Karte von Oberschlesien. 1:100 000. Sekt. Leobschütz (Blatt 7), Sekt. Troppau (Blatt 10). Berlin 1870.
245. Woldstedt, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Hrsg. v. d. Preuß. Geol. L.-A. in Berlin. 1935.

Topographische Karten:

246. Kahle: Höhenschichtenkarte des Altvatergebirges und weiterer Umgebung. 1:100 000.
246a. Kořistka, C.: Höhenschichtenkarte von Mähren und O. Schlesien. 1:432 000. Wien u. Olmütz.
247. Karte des Deutschen Reiches. 1:100 000. Zusammendruck: Kreise Neisse und Grottkau. Hrsg. v. Reichsamt f. Landesaufnahme. Berlin 1933.
248. Meßtischblätter, 1:25 000. Blatt Nr. 3246, 3247, 3248, 3249, 3250, 3297, 3298, 3300, 3301, 3342, 3343, 3344. 3345, 3346, 3383, 3384. Hrsg. v. Reichsamt für Landesaufnahme. Berlin.
249. Originalaufnahmesektionen der alten österreichiscchen Karte: 1:25 000. Photolithographischer Druck. a) Freiwaldauer Kessel, b) Altvater.
250. Österreichische Spezialkarte: 1:75 000. Blatt: 3858, 3859, 3860, 3958, 3959, 3960, 4058, 4059.
251. Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches, Ausg. C. 1:200 000.
Blatt 133 (Schweidnitz).
Blatt 134 (Oppeln).
Blatt 145 (Glatz).
Blatt 146 (Ratibor).
Blatt 156 (Hultschin).
Hrsg. v. d. Preuß. Landesaufnahme.

Nachträge:

252. Bederke, Schwarzbach: Neue Funde und Untersuchungen im schlesischen Diluvium. Referate, gehalten während der Sitzung der Schles. Ges. f. Vaterl. Kultur, Abt. f. Geologie, Bergbau u. Hüttenwesen am 25. 1. 1938 in Breslau.
253. Bederke, E.: Das Präkambrium der Sudeten und seine Bedeutung für die Altersgliederung des mitteleuropäischen Grundgebirges. Referat, gehalten während der Sitzung d. Schles. Ges. f. Vaterl. Kultur, Abt. f. Geologie usw. am 15. 1. 1938 in Breslau.

Abb. 1. Blick von der Bischofskoppe gegen den durch absinkende Kammkulissen und südwärts eingreifende Tieflandseinbuchtungen stark gegliederten Nordrand des Altvatergebirges. Im Vordergrund das Zuckmantler Becken.

Abb. 2. Der Urlichzug vom Querberg aus gesehen. Über tiefen Kerbtälern wölben sich breitangelegte und sanftgeböschte Kuppen empor, in denen wir das Relief der alten Landoberfläche erkennen. An der linken Hangkulisse des Kobersteins (unmittelbar hinter dem in Bildmitte gelegenen Reihwiesener Sattel) ein dem 1. Terrassensystem angehörender Talbodenrest.

Abb. 1 phot. Metzner

Abb. 2 phot. Biedermann

Abb. 3. Miozäne Strandterrassen des Hotzenplotzer Hügellandes. Zwischen den bewaldeten Abrasionsplatten ist ein deutlich ausgeprägtes Kliff wahrnehmbar. Im Mittelgrund das Strandbad Wildgrund.

Abb. 4. Miozäne Abrasionsplattform von Wildgrund von SW gesehen. Das Grundgebirge ist an drei Stellen von diluvialen Erosionskerben zerschnitten, deren kantige Steilhänge durch eine dichte Waldbedeckung landschaftlich in Erscheinung treten. In der obersten Kerbe liegt bei 515 m NN das höchste bisher in den Ostsudeten gefundene Nordikum.

Abb. 3

phot. G. Anders

Abb. 4

phot. G. Anders

Abb. 5. Glazialrelief am Fuße der Bischofskoppe. Im Vordergrund die sanft nach N abfallende Zuckmantler Diluvialschwelle.

Abb. 6. Blick vom westlichen Ende des Ziegenhalser Bielekanyons gegen das Talbecken von Niklasdorf und die jenes im N abriegelnde Niklasdorfer Diluvialschwelle.

Abb. 7. Das diluviale konyonartige Durchbruchstal des Goldbaches bei Wildgrund. Es ist mit asymmetrischen Gehängen nahezu 100 m in die miozäne Strandterrasse eingeschnitten. Am rechten Hangfuß diluviale Terrassenreste.

Abb. 5 phot. G. Anders

Abb. 6 phot. G. Anders

Abb. 7 phot. Berger

Abb. 8. Aufschluß des Galgenberges westlich Ziegenhals. Er zeigt eine nach SW überkippte, von der postglazialen Denudation gekappte Falte des oberen Gebirgsrandschotters (Stoßrichtung des Eises von NO her).
Die Stauchungserscheinung reicht bis zu 5 m Tiefe.
a = oberer Geschiebelehm
b = oberer Gebirgsrandschotter
c = gestauchte fluvioglaziale Sande und Kiese
d = ungestörte fluvioglaziale Sande und Kiese.

Abb. 9. Intensive Transversalschieferung mit Faltenzerreißungen im Kulm der Engelsberger Schichten bei Wildgrund (Anschnitt am Pionierweg über dem Seifenbachtal). Die Querdislokation verwirft Sandstein- und dünngeschichtete Tonschieferlagen.

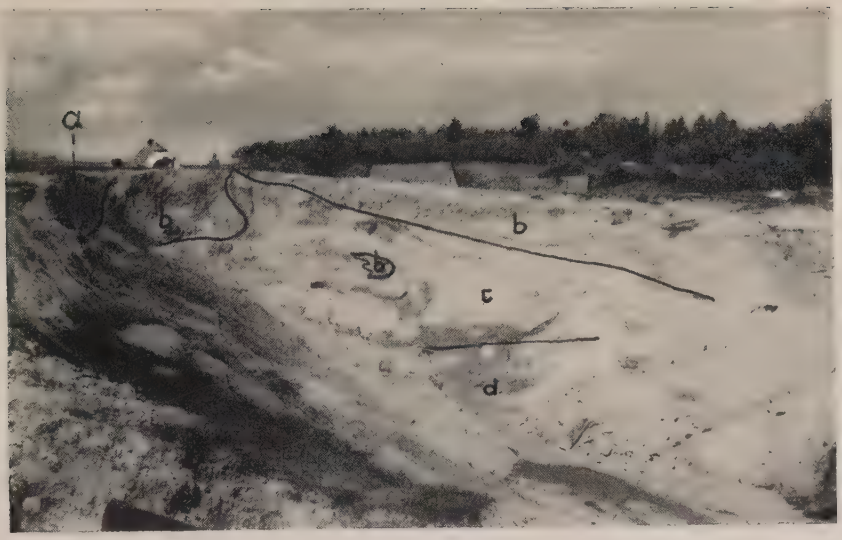


Abb. 8 phot. G. Anders

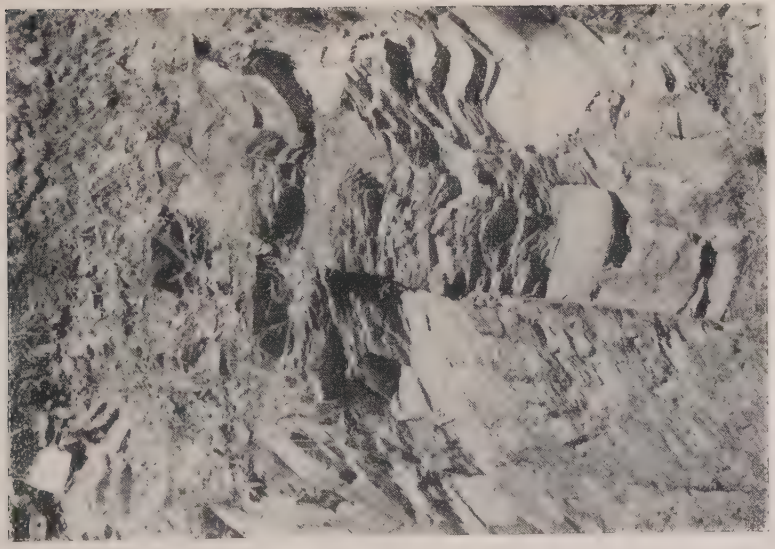
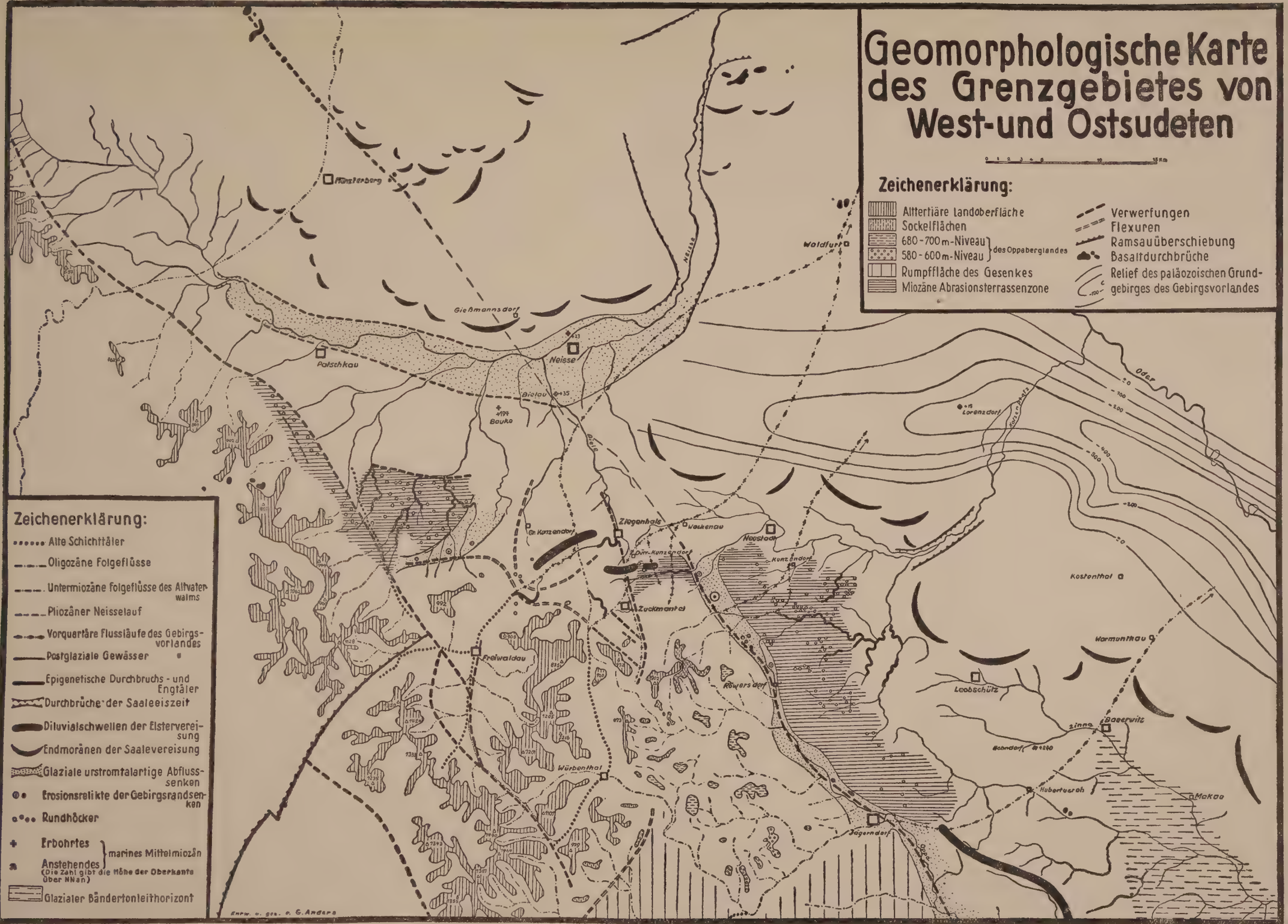


Abb. 9 phot. G. Anders


Geomorphologische Karte des Grenzgebietes von West-und Ostsudeten
Zeichenerklärung:
Alttertiäre Landoberfläche
Sockelflächen
680 - 700 m-Niveau
580 - 600 m-Niveau
des Oppaberglandes
Rumpffläche des Gesenkes
Miozäne Abrasionsterrassenzone
Verwerfungen
Flexuren
Ramsauüberschiebung
Basaltdurchbrüche
Relief des paläozoischen Grundgebirges des Gebirgsvorlandes
Zeichenerklärung:
Alte Schichttäler
Oligozäne Folgeflüsse
Untermiozäne folgeflüsse des Altvaterwalms
Pliozäner Neisselauf
Vorquartäre Flussläufe des Gebirgsvorlandes
Postglaziale Gewässer
Epigenetische Durchbruchs - und Engtäler
Durchbrüche der Saaleeiszeit
Diluvialschwellen der Elstervereisung
Endmoränen der Saalevereisung
Glaziale urstromtalartige Abflusssenken
Erosionsrelikte der Gebirgsrandsenken
Rundhöcker
Erbohrtes
Anstehendes
marines Mittelmiozän
(Die Zahl gibt die Höhe der Oberkante über NNn)
Glazialer Bändertonleithorizont
Münsterberg
Giessmannsdorf
Neisse
Patschkau
Bielau
Bauke
Waldfurt
Lorenzdorf
Oder
Ziegenhals
Gr. Kunzendorf
Neustadt
Kunzendorf
Zuckmantel
Freiwaldau
Würbenthal
Rowersdorf
Kostenthal
Warmunthau
Leobschütz
Baerwitz
Zinna
Hubertushof
Jägerndorf
Mokau

Geomorphologische Übersichtstabelle

		Stratigraphie	Tektonik	Morphologie	Flußentwicklung	
Alluvium		Alluvionen				
Diluvium	Weichseleiszeit	Löß			Postglaziales Gewässernetz des Gebirgsvorlandes	
	Saaleeiszeit: Neiße-Zinnaphase	Grundmoräne, Vorschüttgs. Sande		Gießmannsdorfer Endmorän.		
	Saale-Elsterinterglazial	Diatomeenerde von Kostenthal		Diluvialschwellen, Durchbruchstäler, epigenetische Engtäler, Gebirgsrandsenken. Glazialrelief d. ostsud. Hügelzone	Flußverlegungen	2. Erosionszyklus
	Biele-Oppaphase	Vorschüttungssande				
	Elstereiszeit: Betschwaphase	Grundmoränen, Gebirgsrandschotter				
Tertiär	Pliozän	Kiese und Schotter des Gebirgsvorlandes	Dislokationen am nördl. Altvatergebirgsrand	Ernst Mittelgebirgsformen: Flußterrassensysteme des Altvatergebirges	Vorquartäres Gewässernetz des Gebirgsvorlandes	
	oberes Miozän mittleres	Marine Transgression: Sande und Tone	Ruckweise Heraushebung der Gebirgsschollen	Abrasionsterrassen der Gebirgsränder	untermiozäne Folgeflüsse	
	unteres Miozän		Entstehung des ostsudetisch. Randbruches und des Altvaterwalmes	Bildung der Gebirgsränder	oligozäne Folgeflüsse	
	Oligozän		Jüngere Anlage des Sudetenrand- und Hauptgebirgsquerbruches	alte Landoberfläche der Mittelgebirge	Alte Schichttäler	
	Eozän			Rumpffläche des Gesenkes		
	Paläozän					
Kreide	obere	Reste der oberkretazischen marinen Transgression bei Hotzenplotz-Leobschütz, im Neißegraben und im mährischen Karst		Niveaus des Oppaberglandes Strandplatten? Marine Abrasion des Gesenkeplateaus		
	untere					
Jura		Festlandsperiode				
Trias				Im Buntsandstein starke festländische Einebnung. Entstehung der mähr. Rumpflandschaft		1. Erosionszyklus
Perm	oberes Zechstein			Festländische Abtragung zu Mittelgebirgsformen.		
	unteres Oberrotliegendes		< saalische Phase: Heraushebung der schles. Vorlandscholle längs des Sudetenrandbruches			
	Unterrotliegend.					
Karbon	oberes		< asturische Phase: Transversalschieferung			
	Oberkarbon mittleres		< erzgebirgische Phase: Verschuppung der Gesteinsdecken.			
	unteres	Ostrauer Schichten				
	Unterkarbon	Kulm des Gesenkes östlich des Bennischer Devonzuges				
Devon	Oberdevon	Engelsberger Schichten	< bretonische Phase: Hauptfaltung der Ostsudeten u. moldanubische Überschiebung. Horizontalverfrachtung d. ostsudet. Abscherungsdecken	Alpinotypes Hochgebirge		
	Mitteldevon	Würbenthaler Schichten				
	Unterdevon					
Silur			< Kaledonische Gebirgsbildung: Hauptfaltung der Westsudeten. Faltung d. Teßgneises des Altvatergebirges			

Lebenslauf

Am 19. April 1913 wurde ich als Sohn des Oberpostschaffners Thomas Anders in Hultschin geboren. Ostern 1932 bestand ich an der Staatlichen Deutschen Oberschule zu Ziegenhals die Reifeprüfung. Vom Wintersemester 1932/33 bis zum Sommersemester 1936 studierte ich zunächst an der Universität Wien und hierauf an der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Breslau Geographie, Geologie und Geschichte. Meine Lehrer waren: Aubin, Bauer, Bederke, Beyerhaus, Bibl, Czajka, Dopsch, v. Eickstedt, Friederichsen, Geisler, von Geldern-Crispendorf, Hassinger, Hesse, Hirsch, Jahn, Knothe, Kornemann, Machatschek, Meyer, Santifaller, Schur, v. Srbik, Übersberger, Vogt und Walz. Ihnen allen sage ich an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank.

Georg Anders